Földtani Közlöny

136/3 A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata

BULLETIN OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL SOCIETY



Budapest, 2006

Földtani Közlöny

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata

Bulletin of the Hungarian Geological Society

Vol. 136/3

Budapest
ISSN 0015-542X

A kéziratokat az alábbi címre kérjük küldeni

PIROS Olga, 1442 Budapest, Pf. 106.

Manuscripts to be sent to

Olga PIROS, 1442 Budapest, P. O. box 106.

Földtani Közlöny is abstracted and indexed in **GeoRef** (Washington) **Pascal Folio** (Orleans) **Zentralblatt für Paläontologie** (Stuttgart), **Referativny Zhurnal** (Moscow) and **Geológiai és Geofizikai Szakirodalmi Tájékoztató** (Budapest)

Földtani Közlöny 136/3, 325–346. (2006) Budapest

Az eperkés-hegyi felső-jura képződmények áthalmozott tömbjei

Redeposited blocks in Upper Jurassic sediments on Eperkés Hill

PALOTAI Márton[1] – CSONTOS László[1] – DÖVÉNYI Péter[2] – GALÁCZ András[3]

(9 ábra)

Tárgyszavak: olisztolit, felső-jura, geoelektromos szelvények, Bakony
Keywords: olistoliths, Upper Jurassic, geoelectric sections, Bakony Mts

Extended abstract

The Eperkés Hill exposures are famous for the international scientific community. The Jurassic formations exposed in two artificial exposures: the "Long trench" and the "Big excavation" challenge geological interpretation. In spite of the relatively good exposure conditions, the successions are far from being unambiguous. Besides well-bedded conformable Middle–Upper Jurassic pinkish limestone one can find bigger, sometimes apparently continuous blocks of light coloured Dachstein and Kardosrét Limestone (Upper Triassic and Lower Liassic platform carbonates). These were either interpreted as the emerging tops of smaller horsts (FÜLÖP 1969; CSÁSZÁR et al. 1988), or as olistoliths (megabreccia of GALÁCZ 1988, GALÁCZ & VÖRÖS 1989), or a combination of the two (MIZÁK 2002; CSÁSZÁR et al. 2002). We revisited the exposures and give here a detailed field description of the two trenches, helped by several geophysical sections.

In both exposures the pinkish, thinly bedded Kimmeridgian–Tithonian limestone contains metre-size blocks of light coloured platform limestone. Rare orientation data from these (observed algal mats; oncoid-layers; calcite-filled palaeo-voids) suggest that each block has its own bedding which differs from that of the other blocks, and which is not compatible with that of the pelagic limestone. Moreover, 1:300 mapping of the Big excavation (*Fig.* 3) revealed that these blocks are of different origin and mixed. The rocks of the Big excavation are unconformably covered by Aptian – lowermost Albian crinoidal limestone.

Smaller undulations in the dip of the pelagic limestone can be interpreted as a consequence of gentle folding, or locally as draping above the bigger clasts. The Long trench exposure (*Fig.* 5) is dissected by two fault zones. These faults (with observed left lateral slickenslides) can explain why the three compartments of the exposure have a slightly different composition. In the westernmost compartment there is a succession of Middle Jurassic radiolarite, Kimmeridgian pelagic marly limestone and an Upper Kimmeridgian–Tithonian Hierlatz-type limestone. This latter crinoidal and organodetrital limestone was interpreted as a submarine talus cone (GALÁCZ 1988; VÖRÖS & GALÁCZ 1998). In the central part of the exposure the light coloured carbonates dominate. However, the pinkish pelagic limestone is observed as non-regularly bedded layers or as infiltrations among bigger blocks. Smaller grain size breccias were observed at two sites. Z. LANTOS (pers. comm.) determined one as a probable fissure filling, the other as a probable sedimentary breccia. Both had Upper Jurassic pelagic limestone matrix. The eastern part of the exposure is composed of Tithonian pinkish limestones without bigger blocks.

In order to extend the surface observations at depth we used multielectric geophysical sections. This method is a classical resistivity measurement, with a computer-controlled variation of the A–B and M–N electrode distances and configurations. The resulting resistivity measurements give cumulative information from different depths and paths. These raw data are then inverted (Res2DInv Geotomo software) to give the resistivity of a certain point at a certain location. The depth penetration is strongly dependent on electrode distance. We choose shorter electrode distances (1 m and 2 m in sections E2–3

[1]ELTE Általános és Történeti Földtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c, e-mail: palotai@elte.hu
[2]ELTE Geofizikai Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c
[3]ELTE Őslénytani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c

and E1, respectively) because of our main interest in the shallowest horizons. From former experience the massive platform limestones have a higher, while the pinkish pelagic limestones have a lower resistivity. Cherts have a relatively low resistivity, but higher than the pinkish limestones.

The electric sections show higher resistivity patches swimming in low resistivity material. This case is best seen on sections E2 and 3 (strike and dip sections; *Figures* 7 and *8*). The higher resistivity patches show a very good agreement to the mapped individual boulders. Slight variations in resistivity also suggest the dip of the matrix and that of the Jurassic–Aptian unconformity observed identically at surface. The electric sections strongly suggest that the pelagic matrix is more than 10 m thick, and bears at least metre-size boulders in several horizons. This view strongly supports the original olistolith-interpretation (GALÁCZ & VÖRÖS 1989). The E1 section (*Fig. 9*) parallel to the "Long trench" is also in very good agreement with the observed surface section. The gentle curvature in lower resistivity material at the western part of the section corresponds to the slight variation in dip of the Middle Jurassic – Kimmeridgian part of the section. This compartment is separated from the central one by a steep fault, which is projected to the surface section by its measured dip. The central compartment is characterized by a relatively shallow, high resistivity block, which we interpret as an emergent remain of Late Triassic – Liassic platform limestone. This interpretation is supported by a nearby mapping well (Ot–86, CSÁSZÁR, pers. comm.). However, above the eastward dipping top of this platform, low resistivity pelagic limestone is deposited. This contains isolated smaller spots of high resistivity material that correspond to the boulders observed in the surface section. It seems that this olistolith-horizon is offset by a normal fault. Finally, low resistivity pelagic material without boulders ends the section.

Detailed geological mapping and the multielectic sections helped us demonstrate that the Upper Kimmeridgian – Lower Tithonian pelagic limestones support occasionally metre-size boulders, i.e. olistoliths of shallow platform origin. The redeposition of these bigger boulders needs a steep palaeo-topography and a nearby source. Naturally, the succession immediately below the olistolith-bearing horizon cannot be the source, the much more complete and continuous Jurassic successions found more to the west (Lókút sections), neither. The area east of Eperkés Hill is mainly made up of Upper Triassic, and locally preserved Lower Jurassic platform remains covered by Aptian – Lower Albian crinoidal limestone. Although there certainly was pre-Aptian erosion, we speculate that the uplift of this eastern area might have begun as early as Late Jurassic, to provide the necessary clasts. Steep palaeo-topography could have been produced either by normal faulting, or by thrust faulting. The first, classical solution was suggested by GALÁCZ & VÖRÖS (1972) and was generally accepted. However, we would like to draw the reader's attention to the description of very similar redeposited material in the Middle – Upper Jurassic of the Salzkammergut area in the Northern Calcareous Alps (NCA). Austrian authors explained these redeposition phenomena by the forward propagation of a nappe system (GAWLICK et al. 1999; MANDL 2000) or by the activation of a major transpressional strike slip fault system (FRANK & SCHLAGER 2006). Their arguments were based on observed structural positions and the polimict nature of the clasts. The NCA have long ago been considered a close relative and counterpart of the Transdanubian Range (HANTKEN 1868; VÖRÖS & GALÁCZ 1998), so these analogies might be seriously considered when interpreting the origin of the Upper Jurassic olistoliths at Eperkés Hill.

Összefoglalás

Az olaszfalui Eperkés-hegyen földtani térképezést végeztünk és geoelektromos szelvényeket értelmeztünk. Megállapítottuk, hogy a pelágikus felső-jura mátrixban nagyméretű Dachsteini, Kardosréti (és Hierlatzi) Mészkő olisztolitok „úsznak". Az olisztosztróma kialakulása a késő-kimmeridgei – kora-tithon során történt, a hierlatzi jellegű tithon képződmények ugyanennek az áthalmozási folyamatnak disztális kifejlődései lehetnek. E két kifejlődés későbbi, valószínűleg balos eltolódással került jelenlegi helyzetébe.

Bevezetés

A Dunántúli-középhegység felső-jura képződményei általában nyugodt, pelágikus körülmények közt keletkeztek. Bár a domborzat az egész jura során kiemeltebb hátságok és mélyebb vizű medencék által tagolt volt (KONDA 1970; GALÁCZ 1984), jelentős késő-jura víz alatti áthalmozásról csak néhány előfordulás tanúskodik. Az

egyik ilyen helyszín az Olaszfalu melletti Eperkés-hegy, ahol a pelágikus felső-jura környezetben, nagyobb mennyiségben fordulnak elő felső-triász és alsó-liász platform eredetű mészkőtestek. E képződmények értelmezése, egymáshoz való viszonya az elégtelen feltártság miatt nem egyértelmű, és nagy vitákat váltott ki. Dolgozatunkban a térképező munka mellett, az eddigi felmérések során nem használt geofizikai módszerek alkalmazásával igyekeztünk magyarázatot adni a terület felépítésére.

Az Eperkés-hegy felépítése a földtani irodalom tükrében

A Zirctől délnyugatra elhelyezkedő, Olaszfalu melletti 489 m magas, lankás dombon legjobban két, eredetileg a MÁFI által mélyített mesterséges feltárásban, az ún. Hosszú-árokban és a Nagy-letakarításon tanulmányozhatóak a triász–jura–alsó-kréta képződmények. Az utóbbi középső részén mélyített szelvényt Nagy-szelvény néven is elkülönítik (*1. ábra* – CSÁSZÁR 1988a, b).

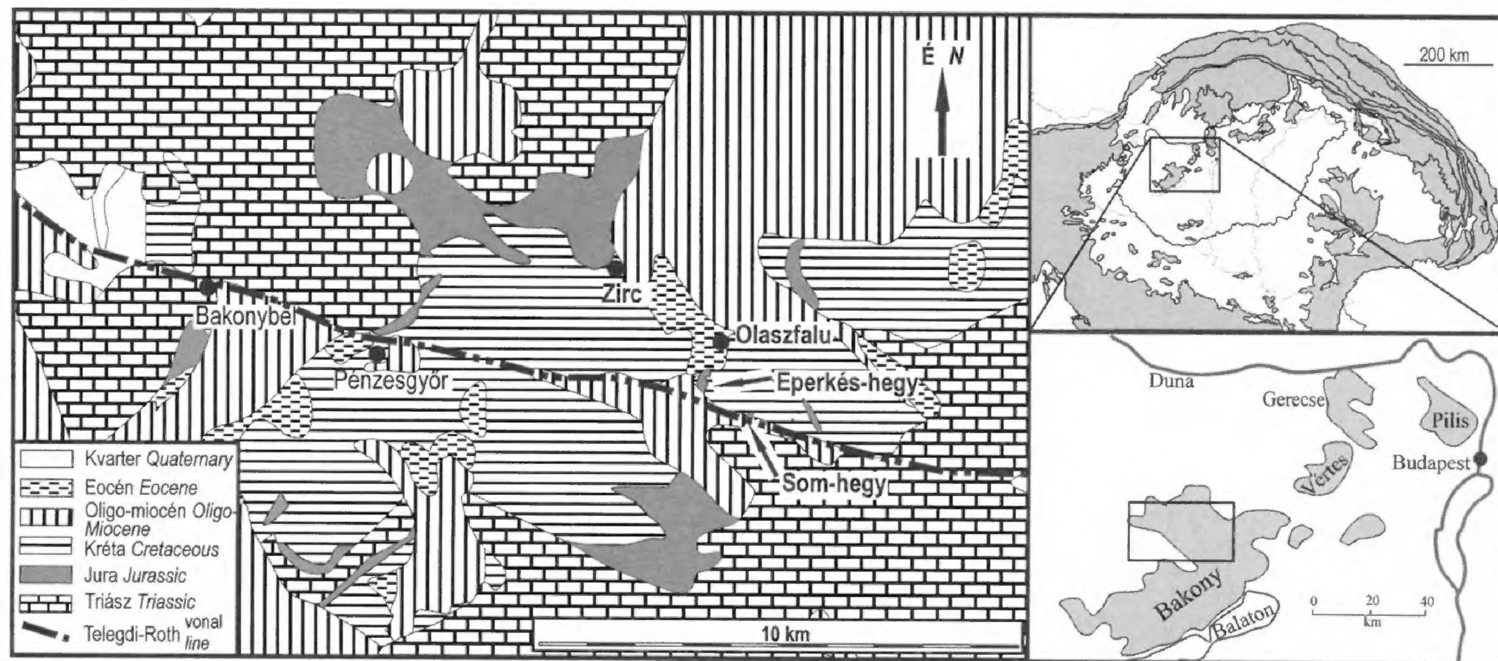
A természetvédelmi oltalom alatt álló Eperkés-hegy felépítésével sokan foglalkoztak, egyértelmű, mindenki által elfogadott megoldás azonban ez idáig nem született. Az egyik lehetséges értelmezés szerint a felső-triász–liász platformkarbonátok egyenetlenül lepusztult felszínére települnek a felső-jura pelágikus mészkövek (FÜLÖP 1964a, b 1969; KONDA 1970; CSÁSZÁR et al. 1988). Egy másik elgondolás (GALÁCZ 1988; GALÁCZ & VÖRÖS 1989; VÖRÖS & GALÁCZ 1998) szerint a pelágikus mátrixban elszórtan megjelenő Dachsteini és Kardosréti Mészkő tömbjei tithon korú megabreccsaként értelmezhetőek. MIZÁK (2002) és CSÁSZÁR et al. (2002) földtani tanösvényt előkészítő publikációi és véleménye szerint a területen, a helyben maradt triász–alsó-liász mellett, jelen vannak megabreccsának felfogható képződmények, de ezek helyét nem pontosítják, valamint szerintük az áthalmozás a doggerben történhetett.

Alkalmazott módszerek

A terepi térképező munka, és az azt segítő vékonycsiszolatos vizsgálatok mellett a terület felépítésének minél jobb megismerése érdekében geofizikai módszert is alkalmaztunk.

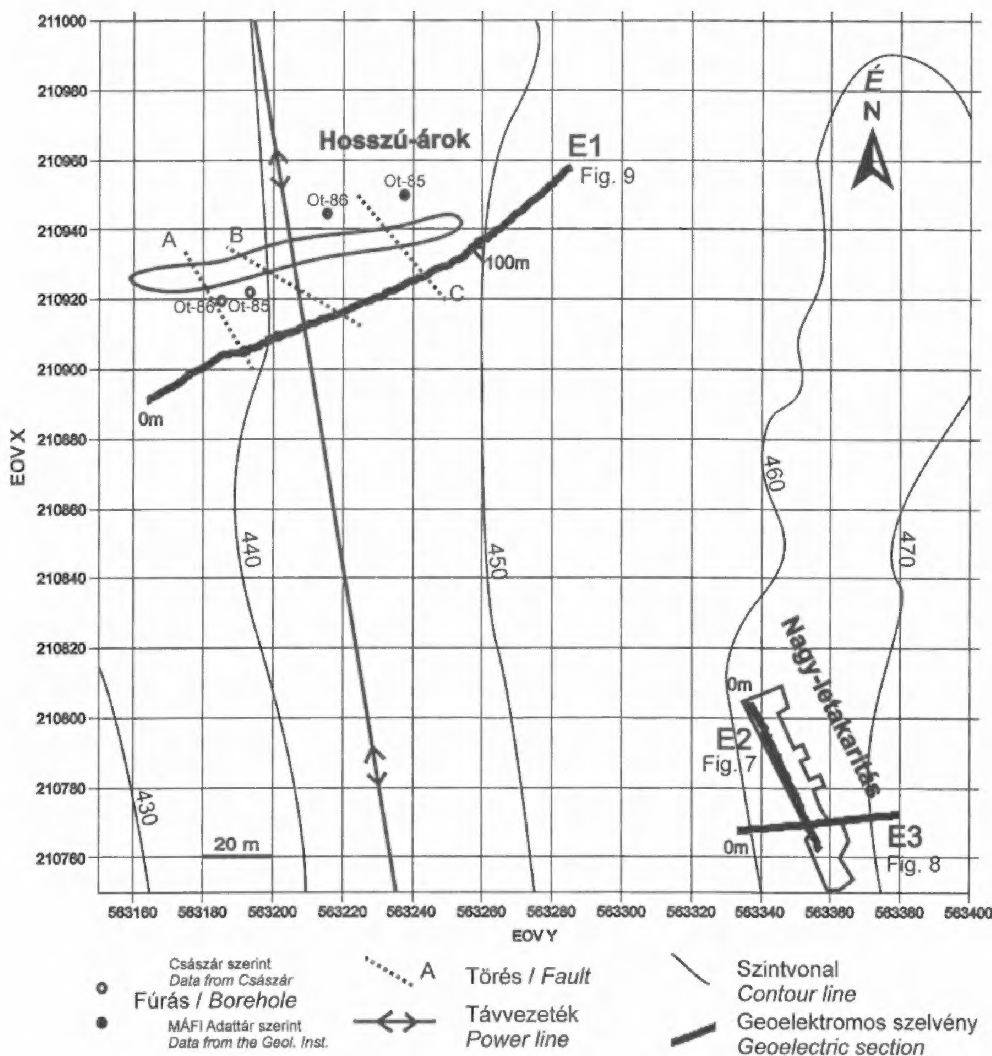
A nem elégséges feltártsági viszonyok miatt a képződmények mélybeli kiterjedését multielektródás (geoelektromos) fajlagos ellenállásszelvényekkel vizsgáltuk (*2. ábra*). E módszer alkalmazása nagymértékben elősegítette az értelmezést. Az alábbiakban ennek bemutatása következik, nagyrészt TÓTH (2002) alapján. A módszer részletesebb leírását GRIFFITHS et al. (1990) és GRIFFITHS & BARKER (1993) közölték.

A módszer – más egyenáramú geoelektromos kutatómódszerekhez hasonlóan – a kőzetek fajlagos ellenállásának különbözőségén alapul. A fajlagos ellenállás nagyságát a kötött, illetve szabad víztartalom (közvetve tehát a porozitás is), valamint az ásványos összetétel és a kristályszerkezet határozza meg. Az eltérő agyagtartalmú karbonátos kőzetek szintén jelentősen eltérő fajlagos ellenállással rendelkeznek. A kis agyagtartalmú, „tiszta" mészkövek ellenállása az 500–10 000 Ωm közti tartományban mozog, míg az agyagtartalom növekedésével a fajlagos ellenállás csökken; márgákra már csak 5–50 Ωm fajlagos ellenállás jellemző. Ennek alapján



1. ábra. A kutatási terület tágabb környezetének vázlatos földtani térképe

Fig. 1 Geological sketch map of the surroundings of Eperkés nHill



2. *ábra.* Az Eperkés-hegyen vizsgált feltárások és felvett geoelektromos szelvények (E1–E3) térképe

Fig. 2 Reconnaissance map of Eperkés Hill, with examined exposures and geoelectric profiles (E1–E3). Hosszú-árok = "Long trench". Nagy-letakarítás = "Big excavation"

tehát az elenyésző agyagtartalmú platformkarbonátok jól elkülöníthetőek a magasabb agyagtartalommal rendelkező pelágikus mészkövektől. Nagy tűzkőtartalmú kőzetek (pl. radiolarit) fajlagos ellenállásával kapcsolatban jelenleg még nem állnak rendelkezésre megbízható adatok, elméleti megfontolások alapján azonban valószínű, hogy az a pelágikus mészkövek és a platformkarbonátok fajlagos ellenállása közötti tartományban mozog. Felaprózódott, repedezett, töredezett vagy karsztosodott kőzettest általában kisebb fajlagos ellenállású. Ez nehezítheti a más eredetű kőzetektől való elhatárolást, ugyanakkor lehetőséget ad tektonikai vonalak felderítésére és üregkutatásra is.

A mélyfúrásokban végzett fajlagos ellenállás-mérések eredményei csak áttételesen alkalmazhatók a felszíni elektromos méréseknél. A különbségek az alkalmazott mérés, a mérőberendezések eltérő jellegeiből és a fúrás iszappal telítettségéből adódnak. Így méréseinket nem fúrási adatokkal, hanem közvetlen felszíni megfigyelésekkel kalibráltuk. Ezalatt azt kell érteni, hogy kis behatolási mélységű mérési elrendezéssel (l. alább) az elektródákat a felszínen térképezett, letisztított kőzetfelszínre helyeztük. Így közvetlen azonosítással a Dachsteini és Kardosréti Mészkő igen nagy fajlagos ellenállásúnak, a felső-jura rózsaszín mikritek kicsiny ellenállásúnak, és a szintén rózsaszín Tatai Mészkő közepes-nagy ellenállásúnak bizonyult. A fajlagos ellenállások ilyetén alakulásának mélyebb fizikai okaival nem foglalkoztunk, de erre a közvetlen azonosítás miatt nem is volt szükség.

Az egyenáramú módszerek közül legfejlettebb az ún. multielektródás egyenáramú szelvényezés. Elve a többi egyenáramú geoelektromos módszeréhez hasonló: különböző helyzetű elektróda-párokon (AB) keresztül egyenáramot vezetünk a földbe, és más elektróda-párokon (MN) mérjük a kialakult potenciálkülönbséget. A feszültség arányos lesz az AB elektródák közti térrész átlagolt fajlagos ellenállásával. Egyre vastagabb (mélyebb) rétegösszlet fajlagos ellenállását úgy mérhetjük meg, hogy az áram- és feszültség-elektródák egymáshoz viszonyított távolságát növeljük. A mérés során tehát az elektródatávolság függvényében egy látszólagos fajlagos ellenállás sorozatot kapunk. Az eredmények számítógépes feldolgozása során az elektródatávolságokat mélységekké konvertáljuk és kiszámítjuk az egyes rétegek vastagságát és valódi fajlagos ellenállását.

A multielektródás szelvényezés során több tucat, kábellel összekötött elektródát helyezünk el egy szelvény mentén, majd az összes lehetséges (és „értelmes") AB-MN elektródakonfigurációban megmérjük az AB áramot és MN feszültséget. Mérőműszerünk az ARS-200 jelű „intelligens" elektródás berendezés. „Intelligens" elektródáit a vezérlő ereken kívül csak négy kábelér köti össze (A, B, M, és N erek) és a vezérlés függvényében az elektródákba épített mikroelektronika kapcsolja A, B, M, N, illetve neutrális funkcióba azokat. Az 5 darab, egymáshoz csatlakoztatható, nyolcelektródás kábelrakat max. 8 m-es elektródatávolsággal 300 m-es maximális terítési távolságot tesz lehetővé. Ez a távolság behatárolja ugyan a módszer behatolási mélységét, de az utolsó kábelrakatot felszedve, és az első elé csatlakoztatva tetszőlegesen hosszú szelvényt mérhetünk. Az elektróda-elrendeződés variálása azt is lehetővé teszi, hogy a feldolgozás során egy-egy kisebb, behatárolt térfogatú térrész (kőzetkocka) fajlagos ellenállását jó közelítéssel meghatározzuk. A módszer tehát nem csak vízszintes kiterjedésű, eltérő fajlagos ellenállású testek (rétegek) elkülönítését teszi lehetővé, hanem oldalirányban változatos fajlagos ellenállású egységek elkülönítését, belső szerkezetének megismerését is.

A mérés felbontóképessége a mélységgel csökken: a szelvényezés a rendelkezésünkre álló berendezéssel 80–100 m kutatási mélységig hatékony. (A behatolási mélység elméleti maximuma ~150 m, ám 100 m-nél nagyobb mélységből csak kivételes geológiai modell esetén nyerhető információ.) Kisebb elektródatávolság választásával növelhetjük a módszer felbontóképességét a felszínhez közeli rétegekben, de ezzel csökkentjük a behatolási mélységet.

A mérés egyenes szelvények mentén történik. Enyhébb ívek a szelvényvonalban megengedhetők, de az egyenestől való eltérés mértékével nő a mérés pontat-

lansága. A vázolt mérési technológiából következően egy szelvény mentén csak egy fél terítési hossz után érjük el a maximális behatolást, és a behatolási mélység csökken a szelvények végén is (azaz a szelvények alsó sarkai le vannak vágva).

Az eredmények feldolgozását a Res2DInv számítógépes programmal végeztük (Geotomo software, LOKE & BARKER 1996). A feldolgozó eljárás sokkal pontosabb, nagyobb felbontóképességű, mint a hagyományos 1D vagy 1,5D módszerek, és számtalan olyan bonyolultabb földtani helyzetben szolgáltat plauzibilis eredményt, amelyben a korábbi eljárások igen korlátozott hatásfokúak voltak, vagy csődöt mondtak. Az invertált geofizikai szelvény természetesen nem közvetlen leképezése a földtani képződményeknek, de jól közelíti a valós fajlagos ellenállás-viszonyokat.

Terepi földtani leírás

Földtani térképező munkát a Nagy-letakarításon és a Hosszú-árok mentén végeztünk. Az alábbi leírást saját megfigyeléseink alapján készítettük. A feltárások részletes kőzettani, őslénytani és sztratigráfiai leírását FÜLÖP (1969), CSÁSZÁR (1988a, b), CSÁSZÁR et al. (1988), FŐZY (1991), GALÁCZ & VÖRÖS (1989) és MIZÁK (2002) közölték.

Nagy-letakarítás

Az ÉÉNy–DDK-i irányú Nagy-letakarításon késő-triász és apti közt keletkezett képződményeket figyelhetünk meg (3. *ábra*).

A nori–rhaeti Dachsteini Mészkő és a hettangi (DULAI 1993) Kardosréti Mészkő elkülönült tömbökben jelenik meg (VÖRÖS et al. 1992). A két formáció elkülönítése csak Triasinák vagy Megalodontidák (Dachsteini Mészkő), illetve a jellegzetes onkoidos fácies (Kardosréti Mészkő) megfigyelése esetén mondható biztosnak. Az azonosítást helyenként vékonycsiszolatos vizsgálatok is segítették.

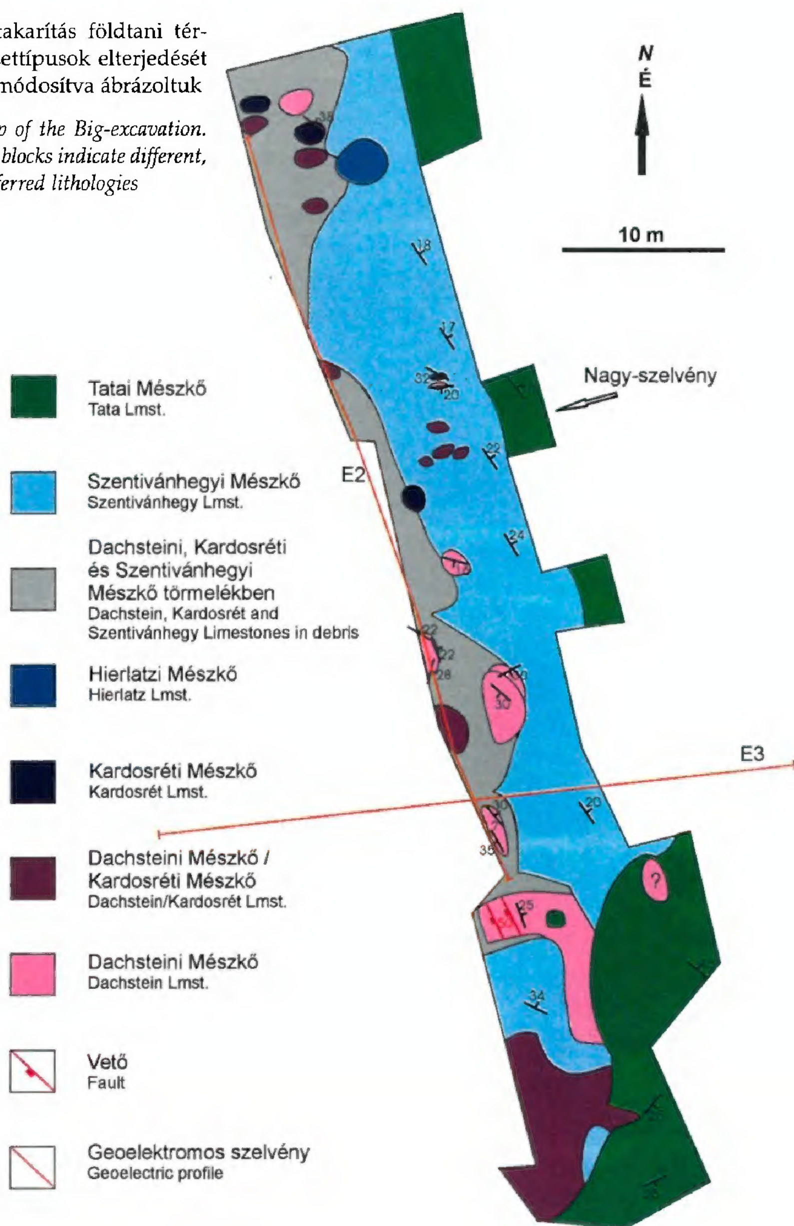
A feltárásban – a később részletezendő Hosszú-ároktól eltérően – az egyes kőzettömbökön belül általánosnak mondható homogén szövet miatt, mikroszkópos szöveti elemek nem igazán segítették a tömbök orientációjának meghatározását. A Dachsteini Mészkövet a Lofer-ciklus „C" tagjai képviselik, csupán egy helyen figyeltük meg a mikrobiális eredetű, mikrolaminált „B" tagot. A különálló tömbök egy részének irányítottságát nem sikerült megállapítani, más tömbök esetében azonban szabad szemmel észlelhető síkokat figyeltünk meg. E síkok eredetileg rétegdőlés, karsztos felület stb. lehettek, azonban viszonylag egységes megjelenésük miatt azonos eredetűként kezelhetőek. Az egyes tömbökben megfigyelt dőlések egymástól, és az alapanyag dőlésétől is jelentősen eltérnek (4. *ábra*).

A feltárás északi végénél egy elkülönült tömbben megjelenik a sinemuri (FÜLÖP 1964b; GALÁCZ & VÖRÖS 1989) Hierlatzi Mészkő is; dőlését sajnos nem tudtuk megállapítani. E tömb eredetileg sokkal nagyobb volt; nagy részét a gyűjtések során elhordták. Szintén a feltárás északi végénél, fehér sekélytengeri mészkőtömb alá kapirgálva rózsaszín pelágikus mészkövet találunk.

A Dachsteini és a Kardosréti Mészkő térképezhető méretű, ill. annál kisebb tömbjei között, a feltárás nyugati oldalán általában törmelékben, de pl. a Nagy-letakarítás harántirányú árkolásában (Nagy-szelvényben), és más, a letakarítás területén térképezett triász–alsó-liász tömbök oldalán szálban állva is megjelenik a

3. *ábra.* A Nagy-letakarítás földtani térképe. Az egyes kőzettípusok elterjedését MIZÁK (2002) után, módosítva ábrázoltuk

Fig. 3 Geological map of the Big-excavation. The different coloured blocks indicate different, either identified or inferred lithologies



fakó sárgásvöröstől sötétvörösig változó színű, erősen üledékhézagos, kimmeridgei–kora-tithon (CSÁSZÁR et al. 1988; FŐZY 1991), „típusos" Szentivánhegyi Mészkő. Ennek 20° körüli dőlése jellemzően kelet-északkeleti.

A triász–liász tömbök a feltárás keleti oldalán csupán alárendelten jelentkeznek. Egy kisebb harántirányú árkolásban (Nagy-szelvény) csak rózsaszín, pelágikus mészkő látszik; idegen tömböket itt nem látni. Az árkolás nyugati végén azonban néhány Dachsteini Mészkő tömb is látható, melyek mellé Szentivánhegyi Mészkő települ (l. még CSÁSZÁR 1988b). A feltárás középső részén a harántirányú árkolásban



4. *ábra.* Különböző dőlésű triász–liász mészkő tömbök a felső-jura mátrixban, a Nagy-letakarításon

Fig. 4 Blocks of Triassic – Lower Jurassic limestones with different dip directions in the Upper Jurassic matrix

a tithon mészkőre diszkordánsan, 10° körüli kelet-északkeleti dőléssel települ a vörös színű, durva crinoideás apti–alsó-albai Tatai Mészkő (GÖRÖG 1996). A két képződmény dőlése között kicsiny, de határozottan észlelhető szögkülönbség van. A feltárás déli részén a pelágikus mészkőből oxfordi fajok is előkerültek (FÜLÖP 1964b). Itt is jelen vannak a nagyméretű sekélytengeri tömbök. A Tatai Mészkő itt egyes helyeken szabálytalan felszínnel közvetlenül a triász–alsó-liász tömbökre is települ.

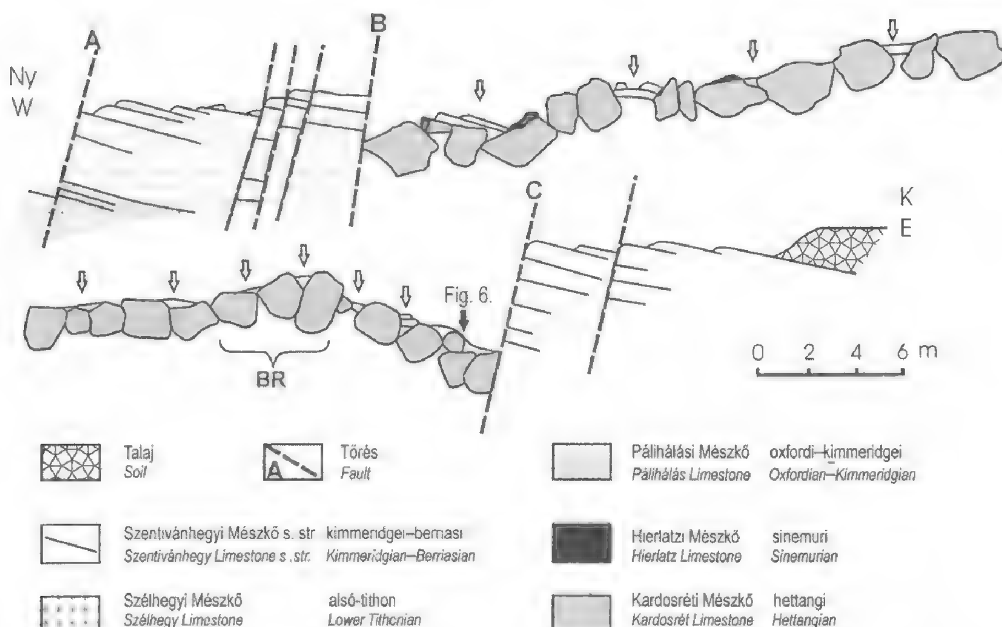
Értelmezés

A Dachsteini és Kardosréti Mészkő eltérő irányítottságú tömbjei (valamint az egy tömbben megfigyelt Hierlatzi Mészkő (mely akár egy triász–alsó-liász tömb nagyméretű hasadékkitöltéseként is felfogható,) arra utalnak, hogy a malm képződmények nem egy egységes, triász–alsó-liász kőzetfelületre települnek. Inkább egy breccsaszerű áthalmozott összletről lehet szó, melyben triász és liász tömbök „úsznak" a pelágikus malm mátrixban. E megabreccsa (sensu GALÁCZ & VÖRÖS 1989) a Nagy-letakarításban mátrixvázúnak mondható.

Hosszú-árok

A kelet-nyugati irányú feltárás (5. *ábra*) legnyugatibb részén az árok újramélyítésekor elérték a Lókúti Radiolaritot (tűzköves radioláriás mészkövet; FÜLÖP 1969; CSÁSZÁR et al. 1988). A jelenleg feltárt legidősebb képződmény a Pálihálási Mészkő, mely ammonitico rosso jellegű, vörös színű, gumós, gyengén rétegzett, agyagos mészkő, márga. Dőlése 180/15° és 250/20° között változik. E változások egy enyhe, DDK– ÉÉNy-i tengelyű redőződés meglétére utalhatnak, bár csak rossz minőségű réteglapokon sikerült dőlést mérni. FŐZY (1991) a kőzetből kimmeridgei ammonitesz-együttest határozott. A kőzet CSÁSZÁR et al. (1988) mikrofauna-vizsgálatai szerint oxfordi–kimmeridgei.

A Pálihálási Mészkőre szürkésfehér, helyenként világos vörös, durva crinoideás, időnként apró brachiopodákat, ammoniteszeket is tartalmazó, vékony pados alsó-tithon (FÜLÖP 1964b; KNAUER & VÉGH 1967; CSÁSZÁR et al. 1988; FŐZY 1991; MANNI et al. 1992) mészkő települ. A kifejlődést – a gerecsei analógia alapján – a Szentiván-



5. ábra. Felső-jura megabreccsa az Eperkés-hegyi Hosszú-árok középső szakaszán (GALÁCZ & VÖRÖS 1989 után módosítva). A nyilak a Kardosréti Mészkő tömbjei közé települő Szentivánhegyi Mészkövet jelzik. BR: észlelt hasadékkitöltő breccsa helye (a rajzzal majdnem párhuzamosan)

Fig. 5 Upper Jurassic megabreccia in the Long trench (after GALÁCZ & VÖRÖS 1989). Arrows indicate observation of Upper Jurassic matrix within bigger platform blocks. BR: observed fissure-filling breccia (almost parallel to section)

hegyi Mészkő Szélhegyi Tagozataként különítik el, és jellegei miatt „tithon hierlatznak" is nevezik (FÜLÖP 1964b). Dőlése 120/15° körüli.

A Pálihálási és a Szélhegyi Mészkövet is harántolja az árok első feltárt szerkezeti eleme, egy ~240/80° dőlésű törés. A megfigyelt vetőkarcok, „kalcitlépcsők" balos elmozdulást jeleznek.

A Szélhegyi, és az alóla kibukkanó Pálihálási Mészkövet kelet felől egy 120–300° csapású, közel függőleges törési felület határolja. A tithon mészkőben néhány, feltételezetten balos vetőkarcot figyeltünk meg. Ez a vető a CSÁSZÁR et al. (1988), MIZÁK (2002) és CSÁSZÁR et al. (2002) által leírt, ez idáig azonosítatlan kinematikájú, markáns eltolódási vonallal egyezik meg.

A töréstől keletre egészen más fáciesű kőzetek jelennek meg. Az uralkodó kőzettípus a gyakran onkoidos szövetű Kardosréti Mészkő. Szabad szemmel megfigyelhetően is különböző dőlésű, általában egy-két méteres tömbök halmazaként jelenik meg. A változatos irányítottságot alátámasztják a vékonycsiszolatban helyenként megfigyelhető, egykori fenti irányt jelző objektumok (pl. kalcitos libella). Csak néhány ilyen vizsgálatot végeztünk, de ezek is elegendő erővel bizonyítják a tömbök eltérő orientáltságát, mely jelenségre már GALÁCZ & VÖRÖS (1989) is felhívta a figyelmet. Egyes Kardosréti Mészkő tömbök hasadékaiban megjelenik a Hierlatzi Mészkő.



6. ábra. A Szentivánhegyi Mészkő dőlésváltozása a Hosszú-árok keleti részén. A Kardosréti Mészkő tömbjeit fehér vonal jelzi

Fig. 6 Change of dip in the Szentivánhegy Limestone at the eastern part of the Long trench. Kardosrét Limestone blocks marked by white line

A Kardosréti Mészkőben, illetve annak felszínén helyenként vékony, vörös laminák jelennek meg. E valószínűsíthetően mikrobiális eredetű, tömbön belüli hasadékkitöltő mikrites sávok pontos korát, korjelző ősmaradvány híján, nem lehetett meghatározni, csupán feltételezhető a liász kor (LANTOS Z. szóbeli közlése). Az egyes tömbökön belüli Hierlatzi Mészkő telérek és a mikrites rétegecskék irányítottsága erősen változó. Vízszintes és függőlegeshez közeli dőlések egyaránt megfigyelhetők.

A Kardosréti Mészkő tömbjei közt helyenként, általában csak törmelékben, megjelenik a tipikusnak mondható Szentivánhegyi Mészkő (GALÁCZ & VÖRÖS 1989). Egy helyen, az árokvégi kimélyített árkolás kezdeténél, a tömbök hézagaiba beszivárgó pelágikus alapanyagot lehet észlelni.

E zóna keleti vége közelében a liász és malm képződményeket is harántolni látszik egy 325/75° dőlésű zóna, mely mentén breccsát, valamint hasadékkitöltő jellegű kalcitos bekérgezést találtunk („BR" jel az *5. ábrán*).

Az uralkodóan Kardosréti Mészkőből álló részt kelet felé egy 220/70° dőlésű törés határolja. A törés közvetlen közelében (a mesterségesen mélyített árokban), még a liászt tartalmazó szakaszban a Kardosréti Mészkő tömbjeit körülvevő, valamint azt fedő pelágikus mészkő rétegei jellegzetes dőlésváltozást mutatnak (*6. ábra*).

A töréstől keletre már csak a „típusos" kifejlődésű, kimmeridgei–berriasi (CSÁSZÁR et al. 1988) Szentivánhegyi Mészkő van feltárva. Dőlése 20/15° körüli.

Értelmezés

A feltárás három, eltérő jellegű szakaszra osztható. A nyugati részen a tipikusnak mondható Pálihálási Mészkőre a különleges fáciesű „tithon hierlatz" mészkő települ. A Pálihálási Mészkő valószínűleg enyhén hajlított. E redő eredete nem tisztázott.

A középső részen – a Nagy-letakarításhoz hasonlóan – breccsaszerűen jelennek meg a Kardosréti Mészkő változatosan irányított tömbjei. A megabreccsa (sensu GALÁCZ & VÖRÖS 1989) mátrixát itt is a Szentivánhegyi Mészkő adja. Minthogy a

liász tömbök általában szorosan érintkeznek, a „breccsa" szövete szemcsevázúnak mondható. Ilyen értelmezésben nem meglepő, hogy a liász üledékes telérek irányítottsága is változó.

Az árok keleti részén kizárólag malm–alsó-kréta pelágikus képződmények (CSÁSZÁR et al. 1988) vannak feltárva, erősen üledékhézagos kifejlődéssel (FŐZY 1991).

A három szakaszt törések választják el. A megabreccsát nyugatról határoló, valamint a vele rokonítható, a „tithon hierlatzon" belüli törésen látható karcok balos elmozdulásra utalnak; természetesen a függőleges komponens megléte sem zárható ki. A megabreccsát keletről határoló törés mentén megfigyelt, a Szentivánhegyi Mészkőben jelentkező térdránc vagy a törésműködéshez kapcsolódik, és ez esetben az elvonszolt rétegek geometriája alapján a törésnek feltolódásos összetevője is van; vagy a Kardosréti Mészkő tömbje körül leülepedő képződmények még plasztikus állapotban történt meghajlásáról, vagy lepelszerű településéről lehet szó. Ez utóbbi elképzelés valószínűbb, hiszen a meredek dőlésű törésen egyéb, feltolódásra utaló nyomot nem találtunk, és azt a később részletezendő geofizikai szelvények sem támasztják alá.

Egyéb áthalmozásra utaló bélyegek az eperkés-hegyi kőzetekben

A térképező munka során két helyen találtunk áthalmozásra utaló bélyegeket.

1. A Nagy-letakarítás déli vége közelében, a Szentivánhegyi Mészkőben, egy helyen, a világos vörös, mikrites mátrixban 0,1–30 mm méretű szögletes klasztok jelennek meg. A mátrixban ősmaradványt nem találtunk. A klasztok minősége rendkívül változatos: a legnagyobb mennyiségben jelen lévő Dachsteini Mészkő klasztjai mellett megjelennek saccocomás, crinoideás, illetve radioláriás mészkövek, valamint oxfordi plankton foraminiferás, dogger bositrás mészkőklasztok is. Mivel a mátrixban korjelző ősmaradványt nem találtunk, a breccsának csupán a saccocomás klasztoknál fiatalabb voltában lehetünk biztosak. Minthogy a breccsát a Szentivánhegyi Mészkő egyik rétegében találtuk, a kimmeridgei–tithon kor valószínűnek mondható. LANTOS Z. szóbeli közlése szerint, bár a hasadékkitöltő jelleg nem zárható ki, valószínű, hogy áthalmozáshoz kapcsolódó üledékes breccsáról van szó.

2. A Hosszú-árok középső részén, a Szentivánhegyi Mészkőben, egy esetleg törésként azonosítható sík mentén látható egy oldalirányban gradált breccsa („BR" jelzés az *5. ábrán*). A mikrites mátrixban egy calpionellid példányt, valamint kagylósrákokat, echinodermákat és *Nodosariá*kat figyeltünk meg. A klasztok nagy részét Dachsteini Mészkőként azonosítható képződmények alkotják. A breccsa kora, a calpionellás mátrix alapján, tithonnak mondható. LANTOS Z. szóbeli közlése szerint ez esetben, az üledékes breccsa jelleg ellenére, valószínűleg inkább hasadékkitöltésről van szó.

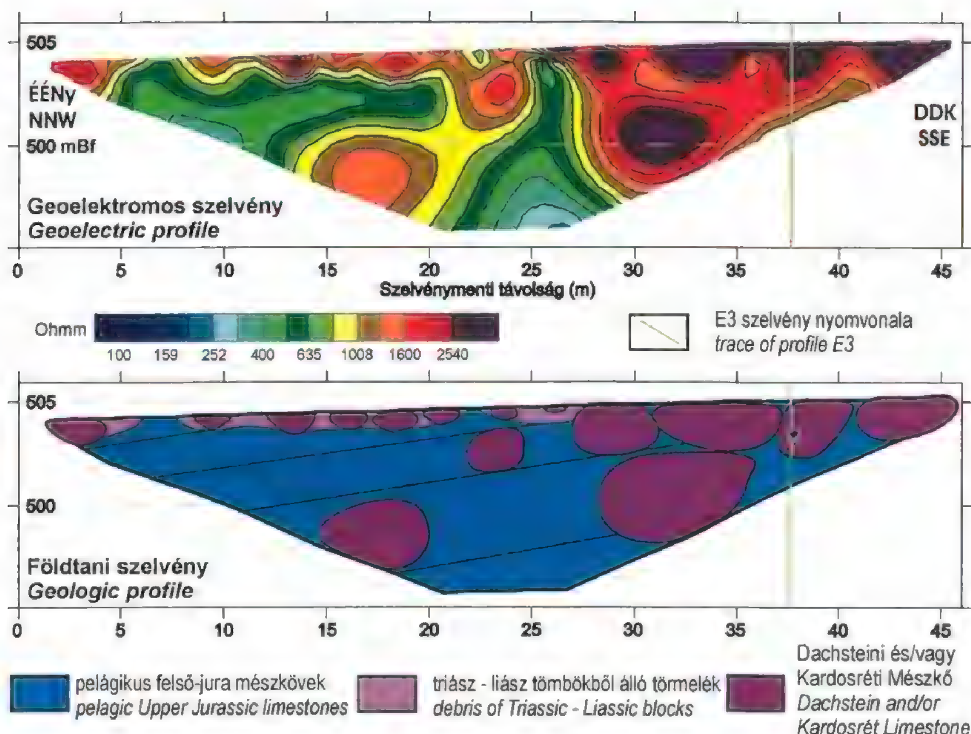
Az eperkés-hegyi geoelektromos szelvények értelmezése

A Nagy-letakarításon két geoelektromos szelvényt vettünk fel, egyméteres elektródatávolsággal. Az elektródatávolságot azért vettük ilyen kicsire, hogy akár az egy méter körüli átmérőjű feltételezett klasztokat is el tudjuk különíteni. Fő célunk

a felszínhez közeli szerkezetek vizsgálata volt. A szelvények nyomvonala a 2. és 3. *ábrákon* látható. Az E2 szelvény a Szentivánhegyi Mészkő csapásával nagyjából megegyező irányú volt, az E3 erre közel merőleges, a kisebb kelet-nyugati irányú árkolásokkal (Nagy-szelvény) és a dőlésiránnyal párhuzamos.

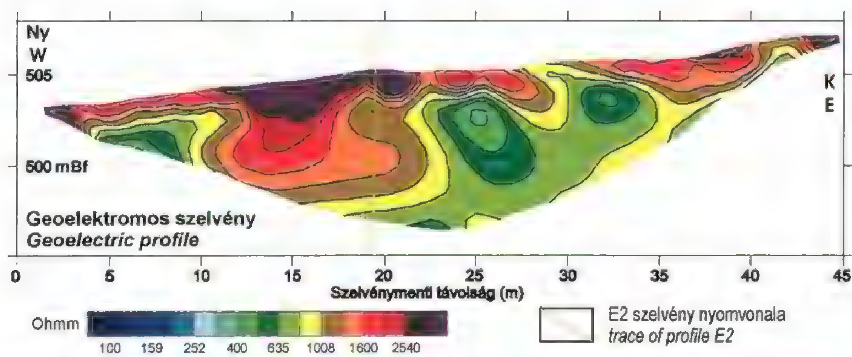
Mindkét szelvényben jól elkülönülnek az eltérő ellenállású kőzettestek. A nagy ellenállású, Dachsteini–Kardosréti Mészkőként értelmezett, egymástól többé-kevésbé elkülönült tömbök jól láthatóan a kis ellenállású, Szentivánhegyi Mészkőnek felfogott mátrixban „úsznak". Az E2 szelvényben (*7. ábra*) különösen jól látható a triász–alsó-liász testek elkülönült volta, és az is, hogy e tömbök több szintben, egymás fölött is megjelennek.

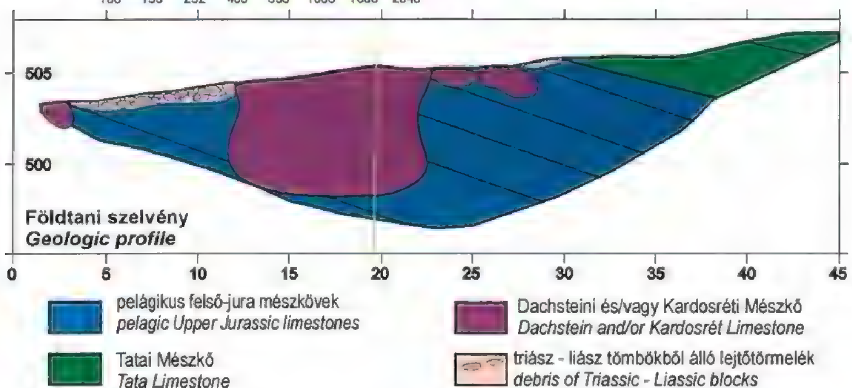
Az E3 szelvényben (*8. ábra*), a felszín közelében szintén jól elkülöníthetőek az egyedi testek, a mélyebb részeken már kevésbé különülnek el a kisebb törmelékek. A szelvény nyugati szakaszán, kb. 3–12 m közt, a felszínen megfigyelt, összefüggően magas ellenállású zónát a módszer felbontóképességénél kisebb tömbökből álló recens törmelékként értelmezzük. A keleti szakaszon megjelenik a Tatai Mészkő. Az ezt a formációt képviselő magasabb ellenállások feltehetően a litológiai jellegekből fakadnak. A szelvény 40–42 m közti szakaszán csak nagyon gyenge kontaktust sikerült az elektródák és a talaj közt kialakítani, ez magyarázhatja az itt megfigyelhető kisebb ellenállású folt megjelenését.

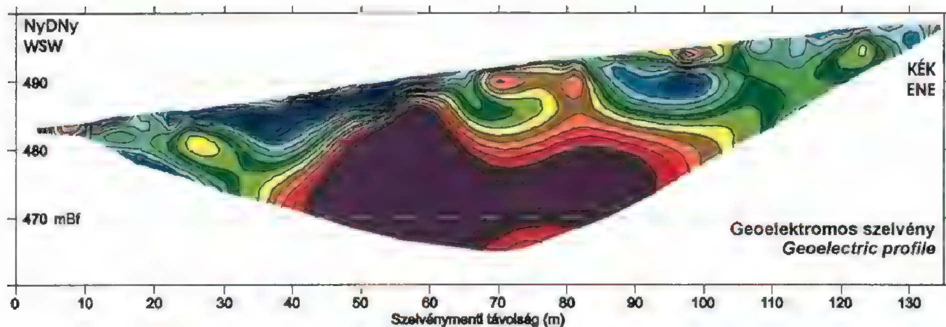


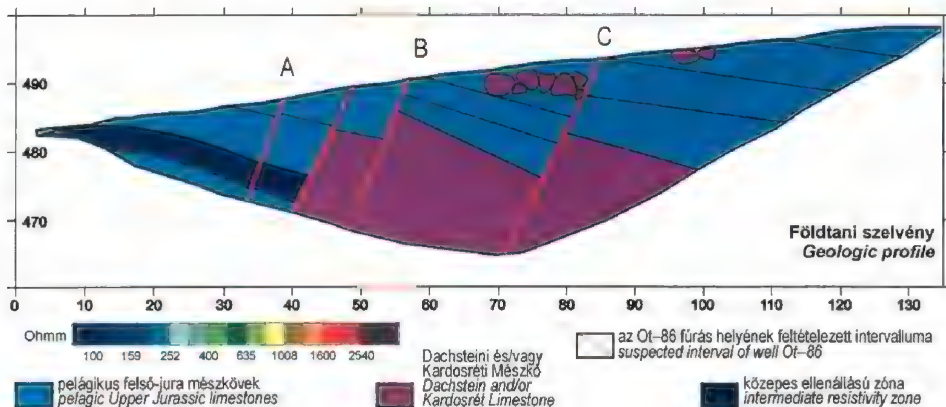
7. ábra. Geoelektromos szelvény (E2) és földtani értelmezése a Nagy-letakarításon

Fig. 7 Geoelectric profile (E2) and its geologic interpretation on the Big excavation


Ny
W
505
500 mBf
K
E
Geoelektromos szelvény
Geoelectric profile
0 5 10 15 20 25 30 35 40 45
Szelvénymenti távolság (m)
Ohmm
100 159 252 400 635 1008 1600 2540
E2 szelvény nyomvonala
trace of profile E2


505
500
Földtani szelvény
Geologic profile
0 5 10 15 20 25 30 35 40 45
pelágikus felső-jura mészkövek
pelagic Upper Jurassic limestones
Dachsteini és/vagy Kardosréti Mészkő
Dachstein and/or Kardosrét Limestone
Tatai Mészkő
Tata Limestone
triász - liász tömbökből álló lejtőtörmelék
debris of Triassic - Liassic blocks


NyDNy
WSW
490
480
470 mBf
KÉK
ENE
Geoelektromos szelvény
Geoelectric profile
0 10 20 30 40 50 60 70 80 90 100 110 120 130
Szelvénymenti távolság (m)


A
B
C
490
480
470
Földtani szelvény
Geologic profile
0 10 20 30 40 50 60 70 80 90 100 110 120 130
Ohmm
100 159 252 400 635 1008 1600 2540
az Ot–86 fúrás helyének feltételezett intervalluma
suspected interval of well Ot–86
pelágikus felső-jura mészkövek
pelagic Upper Jurassic limestones
Dachsteini és/vagy Kardosréti Mészkő
Dachstein and/or Kardosrét Limestone
közepes ellenállású zóna
intermediate resistivity zone

← *8. ábra.* Geoelektromos szelvény (E3) és földtani értelmezése a Nagy-letakarításon

Fig. 8. Geoelectric profile (E3) and its geologic interpretation on the Big excavation

Az E2 déli felén és az E3 nyugati harmadában látható nagy ellenállású folto(ka)t több, szorosan egymás mellett lévő kisebb, vagy esetleg egy nagyobb blokként is lehet értelmezni. Az egy nagy blokk értelmezése esetén is kiemelendő, hogy a keresztező E3 szelvényben e nagy blokk is úszik a kis ellenállású mátrixban-mátrixon (a zöld vonal mentén az adatok bevetíthetők).

A terepi megfigyelések és a geofizikai eredmények együttes értelmezése

Jó egyezést találunk a terepi térképezés eredménye és a geofizikai mérések értelmezése közt. A Szentivánhegyi Mészkő keleti–északkeleti dőlése megfelel a geoelektromos szelvényeken sejthető dőléseknek. Szintén jól észlelhető az enyhe szögdiszkordancia a Szentivánhegyi és a Tatai Mészkő közt. A szelvények mentén térképezett Dachsteini–Kardosréti Mészkő tömbök és a szelvényeken látott nagy fajlagos ellenállású foltok helyzete is jó arányban egyezik, bár a geofizika természetesen a nem feltárt, ill. csak kis mértékben felszínen levő tömböket is kimutatta. Fontos megjegyezni, hogy a kis ellenállású alapanyag a nagy ellenállású foltok alatt is megtalálható, tehát a tömbök a kis ellenállású anyagban úsznak. Az E2 szelvény északi részén e kis ellenállású alapanyag a tömbök alatt rétegszerűen húzódik; e réteg dőlése megegyezik a terepi adatokból szerkeszthető dőléssel (azaz majdnem vízszintes). Az E2 déli részén, valamint az E3 nyugati harmadában megjelenő nagy ellenállású zóna a terepi vizsgálatok alapján inkább több különálló tömb szoros halmazaként értelmezhető, mint egy, a többi észlelt tömbhöz képest nagy blokként. Lehetséges, hogy e nagyobb tömbhalmaz egy, az E2 szelvény közepe táján sejthető törés mentén zökken le dél felé, s ez a törés magyarázza a szelvényben az eltérő jelleget. Az E3 szelvény mentén, ahol a terepen megjelenik a Tatai Mészkő, az ellenállásszelvényben is változást tapasztalunk.

Hosszú-árok

A Hosszú-árok mentén (2. *ábra*) kétméteres elektródatávolsággal vettük fel az E1 jelű fajlagos ellenállásszelvényt. Ezzel a felszínközeli objektumokat csak kisebb felbontással tudtuk megfigyelni, viszont mélyebb behatolást értünk el. A feltárástól való távolságot az árok oldalhatásának kiküszöbölése érdekében választottuk, bár a terepi viszonyok is befolyásolták azt.

A szelvény (9. *ábra*) meghatározó eleme a középső részen található, nagyméretű, nagy ellenállású test, melyet tiszta karbonátként, triász–alsó-liász mészkőként foghatunk fel. E test két részre tagolódik. Fölötte kisebb ellenállású zónát, magasabb agyagtartalmú, pelágikus mészkőként felfogható képződményeket találunk, melyben több helyütt nagy ellenállású, Dachsteini–Kardosréti Mészkőnek vélhető testek „úsznak": 65–85 m közt egy nagyobb szakaszon, és 95–100 m közt egy kisebb méretű testként. A 120 méternél megjelenő, a környezetéhez képest kissé nagyobb

← *9. ábra.* Geoelektromos szelvény (E1) és földtani értelmezése a Hosszú-árok mentén

Fig. 9 Geoelectric profile (E1) and its geologic interpretation at the Long trench

ellenállás különálló testként való értelmezése nem valószínű. A kis ellenállású zónában enyhe keleti dőléseket sejthetünk.

A két nagyobb méretű, pelágikus mátrixban úszó platformkarbonát test feltehetően ugyanazt a szintet képviseli, csupán egy törés vetette el őket.

A központi triász–alsó-liász testtől nyugatra elhelyezkedő, kis ellenállású zónák közt fekvő részt egy összefüggő, közepes ellenállású zónaként értelmezhetjük, mely akár enyhén redőzött is lehet. E zónának – a szelvény keleti részéhez hasonlóan – elkülönült, nagy ellenállású, platformeredetű tömbökként való értelmezése nem valószínű.

A szelvényben több töréses elemet is felfedezhetünk. A legszembetűnőbb a központi triász–liász testet nyugat felé határoló törésrendszer (B és a tőle közvetlenül nyugatra lévő törés), amely néhány törés együtteséből állhat. A központi testet egy nyugat felé dőlő törés osztja két részre (C). A 70 és 80 m közti szakaszon, a szelvény legmélyebb részén megfigyelhető alacsonyabb ellenállású zóna megjelenését ehhez a töréshez köthetjük, bár a szelvények legalsó, peremi zónáinak értelmezése amúgy sem egyértelmű.

A terepi megfigyelések és a geofizikai eredmények együttes értelmezése

A Hosszú-árok feltárását és a mellette húzott geoelektromos szelvény helyzetét a 2. *ábrán* láthatjuk. Párhuzamba állításuk a feltárás egyes részeinek a geofizikai jellemzőkkel való megfeleltetésével, valamint az árokban mért törések csapásának segítségével lehetséges.

A feltárás Kardosréti Mészkő tömböket tartalmazó részét nyugat felé lehatároló, 120–300° csapású törés (B a 2. *5. és 9. ábrán*) a geofizikai szelvényben szinte tökéletesen megfelel a központi, nagy ellenállású testet nyugat felől közvetlenül határoló törésnek (a szelvény 50–60. métere környéke). Az árok nyugati részén lévő, a Pálihálási és a Szélhegyi Mészkövet is harántoló, 240/80° dőlésű törés a szelvényben (*9. ábra*) gyengén látszó A töréssel azonosítható. Az árokban a Kardosréti Mészkő olisztolitok által dominált részt kelet felé határoló, 220/70° dőlésű törés (C a *2., 5. és 9. ábrán*) csapása alapján a szelvényben a 80. méter körül a felszínre kifutó, a központi nagy ellenállású testen keresztül is áthaladó töréssel azonosítható.

Ezek alapján a terepen megfigyelt, Kardosréti Mészkő tömbök összedobált halmazaként megjelenő rész a szelvényben a 65–85 m közti szakaszon látható, kis ellenállású, pelágikus mátrixban úszó megabreccsa zónának felel meg. Kis ellentmondás, hogy míg a terepen a megabreccsát közvetlenül határolja a 120–300° csapású törés (B), addig a szelvény értelmezése szerint a töréstől keletre kisebb szakaszon még nem jelennek meg a nagy ellenállású foltok. Ez adódhat a nagyobb elektróda-távolságból és gyengébb felbontásból, de akár abból is, hogy a geoelektromos szelvény nyomvonala már jó 20 méterrel az árkolástól délre húzódik, és itt a megabreccsatest kiterjedése más lehet, mint az árokban. A szelvényben 100 m körül látható, nagy ellenállású felszínközeli folt még meg kellene jelenjen az árokban. A helyén létesített sekély talajszelvényben az elsőként felszínre hozott kőzettörmelék tithon korú volt. Mivel a szelvény alapján a nagy ellenállású kőzettest nem ér egészen a felszínig, lehetséges, hogy a feltételezett platform karbonát tömböt csekély vastagságban felső-jura mészkő fedi. A helymeghatározás nem tökéletesen pontos volta miatt a talajszelvény néhány méterrel a kívánt helytől való mélyítése sem zárható ki.

A különböző pelágikus képződmények ellenállás alapján való elkülönítését még nem oldották meg. Feltételezzük, hogy a radiolarit – kőzettani jellegei alapján – valamivel nagyobb ellenállást mutat, mint pl. az agyagos mészkő. Ez alapján nem kizárt – de biztosnak sem mondható – hogy a szelvényben 10 és 30 m közt megfigyelt, „közepes" ellenállású zóna a Lókúti Radiolaritnak felel meg, mely jelenleg már nincs feltárva az árok legalján, a Pálihálási Mészkő alatt. A geofizikai mérések és a terepi megfigyelések alapján ennek a zónának enyhe redőződését feltételezzük. A feltárásban, a Pálihálási Mészkőben egy széles redő megléte valószínűsíthető, mely, feltételezett tengelyének iránya alapján, megegyezhet a szelvényben értelmezett redővel. Valószínű tehát, hogy a Pálihálási Mészkővel együtt meggyűrt Lókúti Radiolaritot figyeljük meg az ellenállásszelvényben „közepes" ellenállású zónaként.

Az árok keleti, csak Szentivánhegyi Mészkövet feltáró szakaszán megfigyelt dőlések jól egyeznek a geofizikai szelvényből sejthető értékekkel. A középső, megabrecscsás szakaszon a felső-jura részből nem sikerült dőlést mérni. A nyugati szakaszon, a Szélhegyi Mészkőben mért dőlések alapján viszont közel vízszintes áldőléseket várnánk az elektromos szelvényben; ez nem teljesül.

Fúrások az eperkés-hegyi feltárások közelében

A Hosszú-árok mellett, az árok nyugati vége közelében, attól nem messze délre (CSÁSZÁR G. szóbeli közlése) egy 10 méteres kutatófúrást létesítettek az 1980-as évek végén (Ot–86 fúrás). Helyének koordinátái (MÁFI Adattár, fúrási jegyzőkönyv; az ároktól északra és a távvezetéktől keletre) ellentmondanak a fúrást annak idején felügyelő CSÁSZÁR G. emlékeinek, jegyzeteinek, ezért a fúrás pontos helyzete bizonytalan. Mivel ilyen esetben a személyes emlékek sokkal megbízhatóbbak, mint egy esetleg elrontott geodéziai bemérés vagy koordináta-lejegyzés, CSÁSZÁR G. helyszínét elfogadva, a fúrás a szelvényünk „A" és „B" törések közti szakaszára vetíthető (2. és 9. *ábra*). Itt az alábbi rétegsort fúrták: A 20 cm vastag Szentivánhegyi Mészkő hierlatz kifejlődésű volt. Alatta rossz magkihozatallal két méter vastag Pálihálási Mészkövet, majd 3,1 m Lókúti Radiolaritot találtak. Ez alatt 10 cm Hierlatzi Mészkő, majd Kardosréti Mészkő következett, melynek üregeiben közel függőleges, mangános és mikrites mészkő kitöltéseket figyeltek meg (CSÁSZÁR G. szóbeli közlése). A fúrás 10 m mélyen, Kardosréti Mészkőben állt meg. A mészkőtest nagy valószínűséggel összefügg a triász „aljzattal", azaz a fúrás az elektromos szelvény nagy, összefüggő alsó platformkarbonát tömbjét érte el – bár teljességgel nem zárható ki, hogy egy igen nagy méretű tömbökből álló, vélhetően a dogger radiolaritba települő megabreccsa szintről van szó.

A Hosszú-árok környezetében még egy fúrás mélyült 1988-ban (Ot–85) (2. *ábra*). Koordinátái (MÁFI Adattár) alapján a feltárástól 15–20 m-re északra, az árok keleti vége közelében helyezkedik el. CSÁSZÁR G. emlékei szerint e fúrás is az ároktól délre, a távvezetéktől nyugatra mélyült, s szelvényünk „A" és „B" törései közé szorítható. A MÁFI Adattárban fellelhető információ alapján a kvarter üledékek alatt 1,9 m vastag triász mészkövet fúrtak. Ez alatt, a fúrás talpáig, 9,3 m vastag jura mészkő és márgás, homokos mészkő következett. E települési helyzet a megabreccsa létezését támasztaná alá, azonban a fúrás egyik leírója, CSÁSZÁR G. jegyzetei a közelben létesült Ot–86-os fúráshoz teljesen hasonló, normális helyzetű rétegsorról tanús-

kodnak. Itt is CSÁSZÁR G. leírását fogadjuk el, mely összhangban van geoelektromos szelvényünk említett szakaszával.

Diszkusszió

Az Eperkés-hegyi feltárásokban elkülönült tömbökként megjelenik a Dachsteini és Kardosréti Mészkő, valamint a Nagy-letakarításon egy helyütt a Hierlatzi Mészkő. Néhány helyen e tömbök között rózsaszínű pelágikus mészkő maradványai találhatók. A geoelektromos szelvények alapján e testek a felső-jura pelágikus képződményeken belül települnek, a Nagy-letakarításon valószínűen több szintben is. Így a megabreccsaként történő értelmezés (GALÁCZ & VÖRÖS 1989) tűnik helytállónak, mely képződmény olisztosztrómaként (RICHTER 1973; KOVÁCS 1988) is felfogható. A Nagy-letakarításon a „breccsa" (a feltárás déli végén megfigyelhető, valószínűleg sűrűn egymás mellett elhelyezkedő tömbökből álló résztől eltekintve) mátrixvázúnak mondható, így ezt az összletet s. str. olisztosztrómaként (sensu KOVÁCS 1988) értelmezhetjük. A Hosszú-árokban megfigyelt megabreccsa szemcsevázú, így ez olisztoszinagmaként (sensu KOVÁCS 1988) értelmezhető. A két képződmény közti genetikai különbség az áthalmozási mechanizmus: míg a s. str. olisztosztróma törmelékfolyással, addig az olisztoszinagma szemcsefolyással keletkezik (KOVÁCS 1988). A továbbiakban, minthogy az értelmezésben nincs szerepe, nem teszünk különbséget a két képződmény közt, hanem egységesen olisztosztrómáról, vagy az egyes tömbök esetén olisztolitokról írunk.

A víz alatti gravitációs áthalmozás korát az áthalmozott tömböket befogadó kőzet korával azonosíthatjuk. Ennek megfelelően az olisztosztromatikus képződmények az Eperkés-hegyen a kimmeridgei–kora-tithonban képződhettek. Mindazonáltal teljességgel nem zárható ki, hogy a még képlékeny állapotban lévő üledékbe annak képződése után, csupán a késő-kimmeridgei–kora-tithonban halmozódtak át a triász–liász tömbök.

Az áthalmozott tömbök között nincsen lényegi koreltérés a feltárások különböző részein. Mindenhol a Dachsteini és Kardosréti Formáció alkotja a klasztok döntő többségét. Az igen kevés, elszórtan jelentkező egyéb korú klaszt nem teszi lehetővé azt, hogy a lepusztulás időbeni fejlődéséről, a lepusztulás térszínéről nyilatkozzunk.

A feltárások alapján kapott kép eltérő magyarázatául két alternatív helyzetet említünk. Az egyik szerint a Kardosréti Mészkő platform tetejére települnek a helyi erózióból származó nagyméretű tömbök, melyeket körbevesz-beborít a középső–felső-jura pelágikus üledék (CSÁSZÁR et al. 2002). E magyarázatnak ellentmondani látszik a szerencsés feltárásokban a platform tömbök alatt is megtalálható pelágikus mészkő és az elektromos szelvények, melyek szerint a tömbök alatt, rétegszerűen is található kis ellenállású pelágikus mészkő. Másrészt a klasztok és az üledék semmilyen sekélytengeri jellegzetességet (abráziós breccsa stb.) nem mutat; az alapanyag kizárólag pelágikus, sziliciklasztos törmelék-mentes mészkő (l. még GALÁCZ 1988).

A másik alternatív magyarázat szerint (KNAUER J., írásbeli közlés) a Kardosréti Mészkő karsztosodott volna, majd az üregek beomlott főtéje alkotná a mai nagyobb tömböket. E magyarázatnak szintén ellentmond a szárazföldi, illetve sekélytengeri képződmények teljes hiánya, a pelágikus alapanyag kizárólagos jelenléte, valamint

geofizikai szelvényeink, amelyek elszigetelt tömböket mutatnak a sima, rétegszerűen elvégződő autochton Kardosréti Mészkő felszín felett.

Megjegyezzük, hogy a feltételezetten áthalmozott tömbökön végzett paleomágneses vizsgálat (CONVERT et al. 2006) az egyes tömbökre egymástól és az alapanyagtól igen eltérő paleomágneses vektorokat talált, ezzel is alátámasztva a tömbök allochton eredetét.

Az olisztolitokat tartalmazó felső-jura kőzetek nyugati határa a Hosszú-árokban valószínűleg az árokbeli olisztosztrómát nyugat felé határoló törés (B a 2., *5. és 9. ábrán*), amely meredek dőlése, és főleg balos karcai alapján eltolódás. Az eltolódással jól magyarázható az ettől nyugatra előforduló „tithon hierlatz" megjelenése is: így jelentősen eltérő fáciesű kőzetek kerülhettek utólag egymás mellé (CSÁSZÁR et al. 1988). Figyelemre méltó azonban, hogy a „tithon hierlatz" is áthalmozási eseményre utal (GALÁCZ 1988, FŐZY 1993). VÖRÖS (1995) Hierlatzi Mészkőre kidolgozott modellje szerint a nagy mészkőtömbök, melyek a tenger alatti lejtők lábánál, a környező medenceterületek peremi zónáiban szóródtak szét, másodlagos sziklás felszínekként szolgálhattak az egyébként iszapos környezetben, jó megtapadási lehetőséget kínálva a brachiopodák és crinoideák számára. Ez a modell a „tithon hierlatzra" is alkalmazható. Feltételezésünk szerint ugyanazon szerkezeti események vezethettek az olisztosztróma és a „tithon hierlatz" kialakulásához. A „hierlatz tithon" tehát vagy a késő-kimmeridgei–kora-tithon áthalmozási esemény(sor) lecsengését jelző képződményként fogható fel, vagy a csupán a kora-tithonban működő áthalmozás disztálisabb kifejlődéseként.

Gravitációsan áthalmozott üledékek létrejöhetnek vetők mentén kiemelt területekről történő átülepítéssel. Ugyanakkor eltolódások, feltolódások, takarófrontok által létrehozott topográfiai magaslatok is lehetnek hasonló áthalmozott üledékek forrásterületei. Nagyméretű olisztolitok átülepítéséhez mindenképpen közeli forrásterület, jelentős magasságkülönbségek szükségesek. A kissé tágabb környezet, a Bakony vizsgálatakor kitűnik, hogy az Eperkés-hegytől nyugatra teljesebb jura kifejlődések találhatók (NOSZKY 1961, GALÁCZ 1988, VÖRÖS & GALÁCZ 1998), s ezek a késő-jurában nem igazán mutatnak áthalmozódási jelenségeket. Az Eperkés-hegytől keletre viszont nagyobb területen a Tatai Mészkő bázisán triász és liász képződmények vannak feltárva (CSÁSZÁR 1986). Természetesen az erózió a krétában is hathatott, mégis a jelenlegi kép alapján ez az a terület, amelyről az Eperkés-hegy felső-jurájában található, nagyméretű triász–liász klasztok származtathatók. A területtől keletre lévő Som-hegyen (*1. ábra*) a dogger-malm rétegsor (NOSZKY 1961) igen kicsiny foltban őrződött meg a Telegdi Roth-vonal közvetlen szomszédságában. Így ez az adat semmiképpen nem tekinthető jellemzőnek az Eperkés-hegytől keletre és a Telegdi Roth-vonaltól északra lévő nagyobb terület egészére. E som-hegyi folt jelenlétét a Telegdi Roth-vonal menti jelentős eltolódással (strike-slip duplex) magyarázhatjuk.

Az Eperkés-hegy területét hagyományosan (CSÁSZÁR et al. 1988, GALÁCZ 1988, VÖRÖS & GALÁCZ 1998) hátságperemi (seamount-, horst- stb. peremi) kifejlődésként fogták fel, vetős szegéllyel. GALÁCZ (1988) és VÖRÖS & GALÁCZ (1998) modellje szerint a liász óta fennálló hátság menti extenziós tektonikai aktivitás késő-jura felújulása okozhatta a megabreccsa áthalmozását. Érdekes, hogy a kesztölci területen (PALOTAI et al. jelen kötet) szintén nagyméretű idősebb tömbök találhatók felső-jura mátrix-

ban–mátrixon. Az áthalmozást kiváltó szerkezeti mozgások jellege itt sem bizonyítható, de az egyik lehetséges megoldás szerint akár takarós áttolódásról, a másik szerint akár késő-jura olisztolitokról is szó lehet.

Szintén figyelemre méltó, hogy a Dunántúli-középhegységhez oly hasonló Északi-Mészkőalpok salzkammerguti részén jura radiolaritban és malm pelágikus mészkőben, heterogenitásuk miatt bizonyíthatóan takarófrontról származó olisztosztrómákat írtak le (GAWLICK et al. 1999, MANDL 2000). Egy másik vélemény szerint (FRANK & SCHLAGER 2006) az áthalmozott tömbök nagyszabású késő-jura transzpresszív zónából származnak. Véleményünk szerint csupán az Eperkés-hegy vizsgálatával nem dönthető el, hogy a megfigyelt olisztolitok vetős, eltolódásos vagy feltolódásos hatásra keletkeztek-e. A korábbi egyszerű vetőfelújulási modell azonban mindenképpen árnyalandó, újragondolandó. A kérdés megválaszolásához egyéb területek vizsgálata és regionális összegzés szükséges.

Összefoglalás

A sokat vitatott Eperkés-hegyen – a korábbi elképzelések közül – a megabreccsa értelmezés (GALÁCZ 1988, GALÁCZ & VÖRÖS 1989) nyert alátámasztást. A Dachsteini, Kardosréti, és kisebb mennyiségben Hierlatzi Mészkövek tömbjei a kimmeridgei-kora-tithon során halmozódtak át a pelágikus medencébe, melyben a Pálihálási és a Szentivánhegyi Mészkő képződése folyt. Ezek az olisztolitok általában méteres nagyságrendűek, bár a Nagy-letakarítás déli részén nem kizárt, hogy egy, több tíz méteres tömb jelentkezik a malm mátrixban. Az olisztosztróma kialakulása – a Hosszú-árok mentén felvett geoelektromos szelvény értelmezése alapján – (jelenlegi konszolidált állapotában) akár 10–15 méter vastag felső-jura üledék lerakódása után történt. A triász és (a Hosszú-árokban biztosan) alsó-liász platformkarbonátok a felső-jura képződményeken belül települnek, a késő-jura üledékképződés az áthalmozás előtt és után is folyt.

A Hosszú-árokban megfigyelt „tithon hierlatz", véleményünk szerint, az olisztosztrómát eredményező áthalmozásnak egy eltérő kifejlődése. Az árokban észlelt eltolódási zóna tehát csupán megjelenésükben eltérő kőzeteket választ el, azok genetikája rokonnak mondható. Az olisztosztróma létrejötte mellett csupán alárendelten képződtek kisebb méretű üledékes breccsák.

Az olisztolitok feltehetően az Eperkés-hegytől keletre lévő, jura képződményeket elvétve tartalmazó közeli területről származhattak. Külföldi analógiák alapján az áthalmozást kiváltó késő-jura tektonikai esemény inkább feltolódás vagy eltolódás, semmint (korábban feltételezett) vetőfelújulás volt. E feltevés tisztázására azonban a vizsgált területnél jóval tágabb régiót kell értelmeznünk.

Köszönetnyilvánítás

Hálával tartozunk CSÁSZÁR Gézának (ELTE – MÁFI) értékes tanácsaiért. HÁMORI Zoltánnak (Geomega) köszönjük a geoelektromos mérések kivitelezését. Hálásak vagyunk GÖRÖG Ágnesnek (ELTE) és LANTOS Zoltánnak (MÁFI) az ősmaradványok, ill. a mikrofáciesek meghatározásáért, valamint SASVÁRI Ágostonnak (ELTE) és

POCSAI Tamásnak (MÁFI) technikai segítségükért. A dolgozat javítását VÖRÖS Attila (NM Őslénytár), FODOR László, CSÁSZÁR Géza és KNAUER József (MÁFI) végezték. Köszönjük a hasznos észrevételeket, vitapontjaikat.

Munkánkat az OTKA T 043760 számú pályázata támogatta.

Irodalom – References

CONVERT, P., MÁRTON, E. & HAAS, J. 2006: Paleomagnetic evidence for megabreccia horizon in the Upper Jurassic sequence of Eperkés Hill, Transdanubian Range (Hungary). – *Acta Geologica Hungarica* **49/1**, 43–56.

CSÁSZÁR G. 1986: Dunántúli középhegységi középső-kréta formációk rétegtana és kapcsolata a bauxitképződéssel. – *Geologica Hungarica series Geologica* **23**, 1–295.

CSÁSZÁR G. 1988a: Bakony, Olaszfalu, Eperkés-hegy, Hosszú-árok EH-1 szelvény. Magyarország geológiai alapszelvényei 6. – MÁFI, 6 p.

CSÁSZÁR G. 1988b: Bakony, Olaszfalu, Eperkés-hegy, EH-2 Nagyszelvény. Magyarország geológiai alapszelvényei 6. – MÁFI, 6 p.

CSÁSZÁR G. MIZÁK J., BARCZI A., VONA M., BAUER N., KENYERES Z. & PENSZKA K. 2002: Az Eperjes-hegy élettelen és élővilága. – ELTE, 62 p.

CSÁSZÁR, G., NAGY, I., TARDINÉ FILÁCZ, E. 1988: Jelentés az olaszfalui Eperkés-hegy jura szelvényeinek vizsgálatáról. – Kézirat, MÁFI Adattár, T/14664, 26 p.

DULAI, A. 1993: Hettangian (Early Jurassic) megafauna and paleogeography of the Bakony Mts. (Hungary). – In: PÁLFY, J., VÖROS, A. (eds): Mesozoic brachiopods of Alpine Europe – Hungarian Geological Society, 31–37.

FŐZY I. 1991: Bakonyi és gerecsei felső-jura alapszelvények ammonitesz faunájának rétegtani és ökológiai értékelése (jelentés). – Kézirat, Természettudományi Múzeum, Föld- és Őslénytár, 18 p.

FŐZY, I. 1993: Upper Jurassic ammonite biostratigraphy in the Gerecse and Pilis Mts. (Transdanubian Central Range, Hungary). – *Földtani Közlöny* **123/4**, 441–464.

FRANK, W. & SCHLAGER, W. 2006: Jurassic strike slip versus subduction in the Eastern Alps. – *International Journal of Earth Sciences (Geol. Rundschau)* **95/3**, 431–450.

FÜLOP J. 1964a: A bakonyhegységi alsó-kréta. – *MÁFI Évi jelentése* **1961**-*ről*, 227–252.

FÜLOP J. 1964b: A Bakonyhegységi alsó-kréta (berriasi-apti) képződményei. – *Geologica Hungarica series Geologica* **13**, 1–194.

FULÖP J. 1969: Olaszfalu, Eperkés-hegy – hézagos jura rétegsor. – In: FÜLOP, J., Géczy, B., KONDA, J., NAGY, E.: Földtani kirándulás a Mecsek hegységben, a Villányi hegységben és a Dunántúli-középhegységben. – Kirándulásvezető, Mediterrán Jura Kollokvium. MÁFI, 57–58.

GALÁCZ, A. 1984: Jurassic of Hungary: a review. – *Acta Geologica Hungarica* **27/3–4**, 359–377.

GALÁCZ, A. 1988: Tectonically controlled sedimentation in the Jurassic of the Bakony Mountains (Transdanubian Central Range, Hungary). – *Acta Geologica Hungarica*, **31/3–4**, 313–328.

GALÁCZ, A. & VOROS, A. 1989: Jurassic Sedimentary Formations in Transdanubia. – In: CSÁSZÁR G. (ed.): Excursion Guidebook. IAS Tenth Regional Meeting, Budapest, 24–26th April 1989. – MÁFI, 125–188.

GALÁCZ A. & VÖROS A. 1972: A Bakony-hegységi jura fejlődéstörténeti vázlata a főbb üledékföldtani jelenségek kiértékelése alapján. – *Földtani Közlöny* **102/2**, 122–135.

GAWLICK, H.-J., FRISCH, W., VECSEI, A., STEIGER, T. & BÖHM, F. 1999: The change from rifting to thrusting in the Northern Calcareous Alps as recorded in Jurassic sediments. – *Geologische Rundschau* **87**, 644–657.

GÓRÓG Á. 1996: Magyarországi kréta Orbitolina-félék vizsgálata, sztratigráfiai és ökológiai értékelése. – Doktori értekezés, ELTE Őslénytani Tanszék, 329 p.

GRIFFITHS, D. H. & BARKER, R. D. 1993. Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology. – *Journal of Applied Geophysics* **29**, 211–226.

GRIFFITHS, D. H., TURNBULL, J. & OLAYINKA, A. I. 1990. Two-dimensional resistivity mapping with a computer-controlled array. – *First Break* **8**, 121–129.

HANTKEN M. 1868: Lábatlan vidékének földtani viszonyai. – *Magyarhoni Földtani Társulat Munkálatai* **4**, 48–56.

KNAUER J. & VÉGH S. 1967: Olaszfalu. A Bakony-hegység 25 000-es földtani térképsorozata. – MÁFI kiadvány

KONDA J. 1970: A Bakony hegységi júra időszaki képződmények üledékföldtani vizsgálata. – *MÁFI Évkönyv* **50/2**, 161 260.

KOVÁCS, S. 1988: Olistostromes and other deposits connected to subaqueous mass-gravity transport in the North Hungarian Paleo-Mesozoic. – *Acta Geologica Hungarica* **31/3–4**, 265–287.

LOKE, M. H. & BARKER, R. D. 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections using a quasi-Newton method. – *Geophysical Prospecting* **44**, 131–152.

MANDL, G. W. 2000: The Alpine sector of the Tethyan self – Examples of Triassic to Jurassic sedimentation and deformation from the Northern Calcareous Alps. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.* **92**, 61–77.

MANNI, R., NICOSIA, U. & SZABÓ, J. 1992: Late Jurassic crinoids from the Eperkés-hegy (Bakony Mts., Hungary). – *Fragmenta Mineralogica et Palaeontologica* **15**, 115–137.

MIZÁK, J. 2002: Az olaszfalui Eperjes üledékhézagainak vizsgálata, földtani térképezés, természetvédelem. – Diplomamunka, ELTE TTK Regionális Földtani Tanszék, 116 p.

NOSZKY J. jun. 1961: Formations jurassiques de la Hongrie. – *Földt. Int. Évk.* **49**, 481–501.

PALOTAI M., CSONTOS L. & DÖVÉNYI P. 2006: A kesztölci mezozoós (felső-jura) előfordulás terepi és geoelektromos vizsgálata. – *Földtani Közlöny* jelen kötet.

RICHTER, D. 1973: Olistostrom, Olistolith, Olistothrymma und Olistoplaka als Merkmale von Gleitungs- und Resedimentations-Vorgängen infolge synsedimentärer tektogenetischer Bewegungen in Geosynklinalbereichen. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* **3**, 304–344.

TÓTH T. 2002: Fajlagos ellenállás szelvényezések a kismarosi ivóvízbázis környezetében. – Kutatási jelentés, kézirat, Geomega Földtani és Környezetvédelmi Szolgáltató Kft., 27 p.

VÖRÖS, A. 1995: Extinctions and survivals in a Mediterranean Early Jurassic brachiopod fauna (Bakony Mts, Hungary). – *Géczy Jubilee Volume Hantkeniana* **1**, 145 p.

VÖRÖS, A., PÁLFY, J., DULAI, A., CSONTOS, L., DETRE, CS., FŐZY, I., GALÁCZ, A. & TÖRÖK, Á. 1992: Regional field symposium on Mesozoic brachiopods. Program, Abstract and Field trip guide. – Hungarian Natural History Museum, Budapest, 68–71.

VÖRÖS, A. & GALÁCZ, A. 1998: Jurassic paleogeography of the Transdanubian Central Range (Hungary). – *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* **104**, 69–84.

Kézirat beérkezett: 2005. 11. 03.

Földtani Közlöny 136/3, 347–368. (2006) Budapest

A kesztölci mezozoos (felső-jura) előfordulás terepi és geoelektromos vizsgálata

Field and geoelectric study of the Mesozoic (Upper Jurassic) occurrence at Kesztölc

PALOTAI Márton[1] – CSONTOS László[1] – DÖVÉNYI Péter[2]

(12 ábra)

Tárgyszavak: olisztolit, áttolódás, felső-jura, geoelektromos szelvény, Pilis
Keywords: olistolith, overthrust, Upper Jurassic, geoelectric section, Pilis Mts

Extended abstract

Kétágú Hill near Kesztölc, Pilis Mts., hosts one of the easternmost exposures of Jurassic rocks in the Transdanubian Range (*Figs 1, 2*). The badly exposed succession is composed of Liassic bedded pink pelagic limestone, crinoidal limestone, Dogger thinly layered limestone, Belemnite limestone, a Middle Oxfordian pelagic limestone breccia horizon, a Late Oxfordian – Early Kimmeridgian red radiolarite, and interesting formations above this radiolarite. Apparently directly above the radiolarite, in mid-slope position on the recent hillside, a larger block of Dachstein Limestone follows (*Fig. 8*). Dips of the Jurassic and Triassic successions seem to be conformable. Further downslope several isolated boulders of Dachstein Limestone can be found. North of these and a small dry valley, massive and continuous exposures of Dachstein Limestone are found. Former geological maps (NAGY 1969b – *Fig. 3*) considered the indiviual Dachstein Limestone blocks as parts of the major Dachstein exposure at Kis-hegy. However, the position of these blocks is so interesting, that BALOGH (1961) suggested a thrust fault between the Jurassic outcrops and the Dachstein blocks (*Fig. 4*).

We remapped this area and investigated the position of the Dachstein blocks by multielectric sections. For a brief description of this geophysical method see PALOTAI et al. (this volume). Mapping (*Fig. 6*) revealed that at least the higher position Dachstein block (A on *Fig. 6*) is not a boulder coming from uphill, because there is no such a rock exposed on top of the hill. Moreover, no small grainsize scree of similar lithology was observed. Besides very similar dips, the Dachstein block has a smaller strike-slip fault, which falls in the direct continuation of a strike-slip fault in the Jurassic succession. Even the blocks in a lower topographic position lie well above the dry creek-bed, so it is very unlikely that they were transported by gravity or by flush-floods. When individual lithologies were studied, only two horizons showed redepositional phenomena. The Middle Oxfordian carbonate layer is composed of plasticlasts of pelagic limestone (*Fig. 7*). Another location right above the Dachstein block "A" gave a breccia sample with Liassic matrix.

Two parallel multielectric dip sections were designed in order to reveal the extent in depth of the Dachstein blocks (*Figures 9, 10*). These lithologies are easily distinguished from the Jurassic pelagic sediments by their relatively higher resistivity (violet in the sections) vs. low resistivities of the latter (blue-green in the sections). The sections show that all the isolated Dachstein blocks are of limited extent and they all float above low resistivity material. The individual ranges of blocks seem to correlate in the parallel sections. The change in position of these rows of blocks is well explained by the differences in topography and by the dip of the strata. Low resistivity material directly continues into the radiolarite exposures (and their Jurassic underlayer). High resistivity material thought to be equivalent to Dachstein Limestone rises towards the north in successive steps to arrive at the Dachstein exposures of Kis-hegy at the northern limit of the sections. Eventual curved lower resistivity zones within the latter may correspond to clay-filled karstic cavities.

[1]ELTE Általános és Történeti Földtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c,
e-mail: palotai@elte.hu
[2]ELTE Geofizikai Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c

We can interpret the obtained geological map and the multielectric sections in two different ways. In both varieties, the Dachstein blocks form a horizon above the Jurassic succession. In the first interpretation *Figures 9b, 10b, 11*), the blocks are thought to be big clasts embedded in Late Jurassic (probably radiolaritic and pelagic marly) matrix. These olistoliths may derive from a nearby source with a major topographic difference. The suggested period of redeposition in this model is Oxfordian–Kimmeridgian. In the second model *Figures 9c, 10c, 12*), the Dachstein boulders form part of a flat-lying allochtchonous thrust sheet above the Late Jurassic beds. In this model, this thrust sheet is then cut up by E–W striking strike-slip faults (with normal component). Because of the long and narrow shape of the blocks, we suggest that this second model is more probable. The emplacement time of the suggested allochthon is bracketed between the youngest lower deposit and the oldest cover. The youngest lower deposit may be the Late Oxfordian – Early Kimmeridgian (Dosztály 1988) radiolarite, or a Tithonian pelagic limestone mentioned in the literature, but not found by us. The oldest cover is a silicified breccia composed mostly of radiolarite clasts. The age of this might be Aptian – Early Albian (analogy form the nearby Gerecse Mts). or Eocene, or even Oligocene. In spite of the large bracket, we suggest, however, that emplacement occurred in the Late Jurassic – Early Cretaceous.

Összefoglalás

A Kesztölc melletti Kétágú-hegyen a felső-jura előfordulásnál végeztünk földtani térképezést és geoelektromos szelvényezést. A felső-jura feletti látszólagos helyzetű Dachsteini Mészkő tömbökről a térképezés és az elektromos szelvények segítségével kiderítettük, hogy azok valóban a jura feletti helyzetűek. Korábbi szerzők (Balogh 1961; Nagy 1969a, b) véleményével ellentétben a fiatalabb és idősebb képződményeket nem meredek feltolódás vagy egyéb törés, hanem lapos, a jura összlet rétegzésével nagyjából azonos dőlésű felület választja el. E lapos kontaktust aztán későbbi, feltehetően eltolódásos és normál elvetési összetevővel bíró törések szabdalják.

A fentiek alapján a területen két késő-jura tektonikai esemény nyomait azonosítottuk. Az első a középső-oxfordi, regionális hatású [a Gerecsében is észlelt (Főzy 1993; Dosztály 1998)], félig konszolidált üledékeket gravitációsan áthalmozó szerkezeti mozgás. A második esemény vagy a késő-oxfordi–kora-kimmeridgei olisztolitos áthalmozást előidéző mozgás, vagy – ami valószínűbb – a kimmeridgei–tithonban vagy a kora-krétában működő, déli vergenciájú áttolódás. Ez utóbbi esemény korának felső határát egy bizonytalan korú (kréta?, eocén?) breccsa adja.

Bevezetés

A pilisi jura előfordulásról a dunántúli-középhegységi jura képződmények nagy részéhez képest igen keveset tudunk. A rendkívül rossz feltártság miatt a sztratigráfiai értelmezés sem kielégítő, a felső-jura képződményeken elhelyezkedő, esetleg azok mellett található elszigetelt triász mészkőtesteket pedig összefüggő, a jurára meredeken, dél felé feltolt testként értelmezték. Munkánkban a kesztölci felső-jura előfordulás tektonikai értelmezésére tettünk kísérletet.

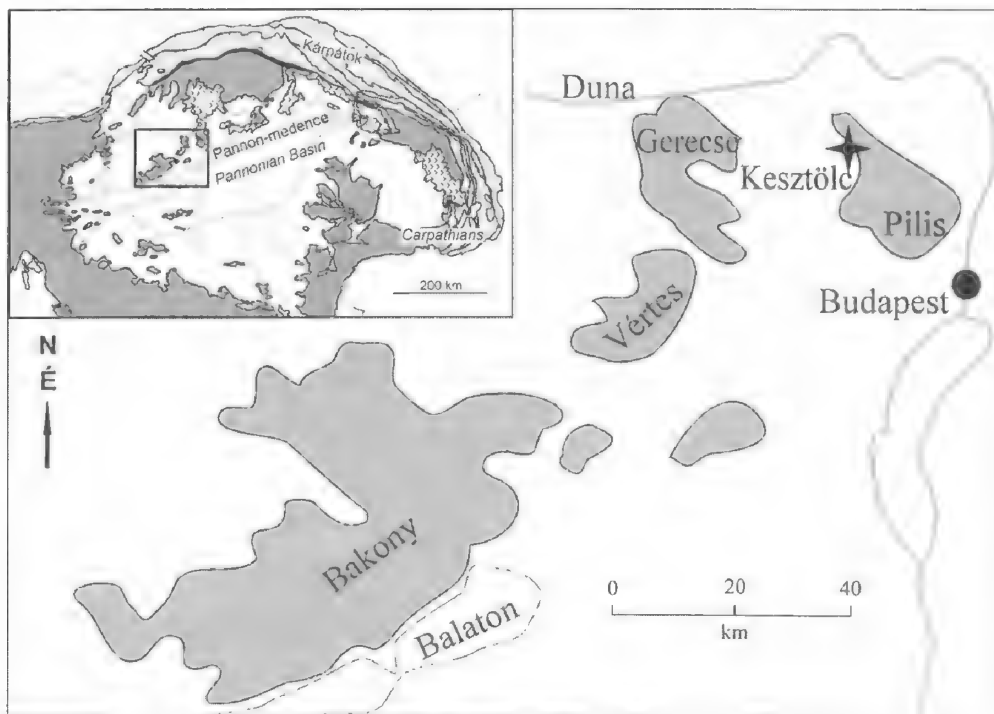
E célból részletes földtani térképezést végeztünk a Kesztölc melletti Kétágú-hegyen. A kutatás hangsúlyát a felső-jura képződményekre helyeztük. A kőzettani és kormeghatározást elősegítendő, vékonycsiszolatos vizsgálatok is készültek, melyekkel egyúttal az esetleges áthalmozásra utaló bélyegeket is kerestük. A nem elégséges feltártsági viszonyok miatt a képződmények mélybeli kiterjedését multielektródás (geoelektromos) szelvényekkel vizsgáltuk, melyek nagymértékben elősegítették az értelmezést. E módszer az egyes kőzettípusokat fajlagos ellenállásuk alapján különíti el. Így például a kis agyagtartalmú Dachsteini Mészkő jóval nagyobb fajlagos ellenállással bír, mint a nagyobb agyagtartalmú, pelágikus jura mészkő, vagy a radiolarit, lösz. A módszer részletesebb leírását Palotai et al. (jelen kötet) közlik.

A Kétágú-hegy felépítése a földtani irodalom tükrében

Kesztölctől északkeletre, a pilisi Kétágú-hegyen – a csővári liásztól eltekintve – a Dunántúli-középhegységi-egység legkeletibb jura előfordulása található (*1. ábra*). A Kétágú-hegy két, vetővel elválasztott részét a nyugati Fehér-szirt (Biela Skala) és a keleti Öreg-szirt (Velka Skala) alkotja. A jura képződmények az Öreg-szirt északi lejtőjén jelennek meg, a nyugat-északnyugat felé lejtő, helyenként löszmélyutakkal tagolt völgy déli oldalán. A völgy északi oldalán a Kis-hegy található (*2. ábra*).

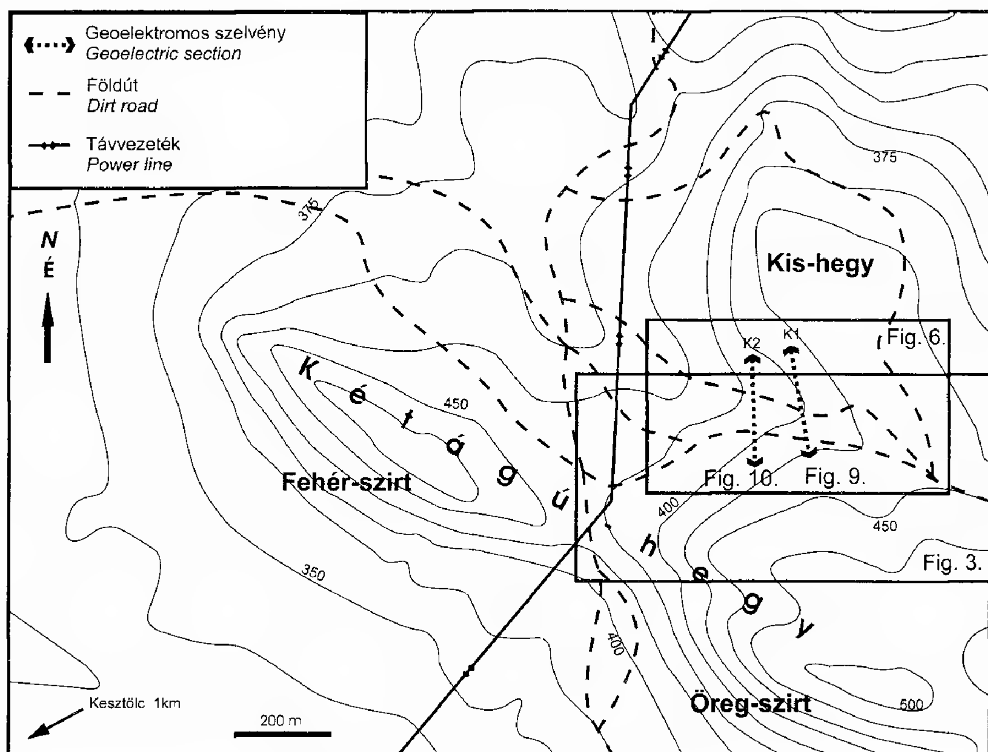
A területről először SCHAFARZIK (1884) említ jura képződményeket. VIGH (1913) korai térképező munkája után a legrészletesebb rétegtani leírást a MÁFI kesztölci térképmagyarázója (NAGY 1969a) tartalmazza. Eszerint folyamatosnak tekinthető hettangi–tithon rétegsor található az Öreg-szirten. A változatos liász és dogger kőzetek mellett a következő, csak törmelékben megtalálható malm képződményeket különítették el:

A felső-oxfordit lilásvörös, autigén breccsás, ammoniteszes mészkő képviseli. A kimmeridgeiből barnásvörös, tömött, ammoniteszes mészköveket említenek. A tithonban elkülönítettek erősen faunatörmelékes, kistermetű ammoniteszeket tartalmazó mészkövet, tömött, világosszürke, pygopés, vélhetően alsó-tithon mészkövet, valamint sárgásszürke, tömött, tűzkőgumós felső-tithon mészkövet. E képződményeket – a feltárások jelentős állagromlása miatt – csak részben találtuk meg.



1. ábra. A kesztölci Kétágú-hegy elhelyezkedése. Szürkével a mezozoos képződmények kibukkanásai

Fig. 1 Location map of Kétágú Hill at Kesztölc. Mesozoic outcrops in grey



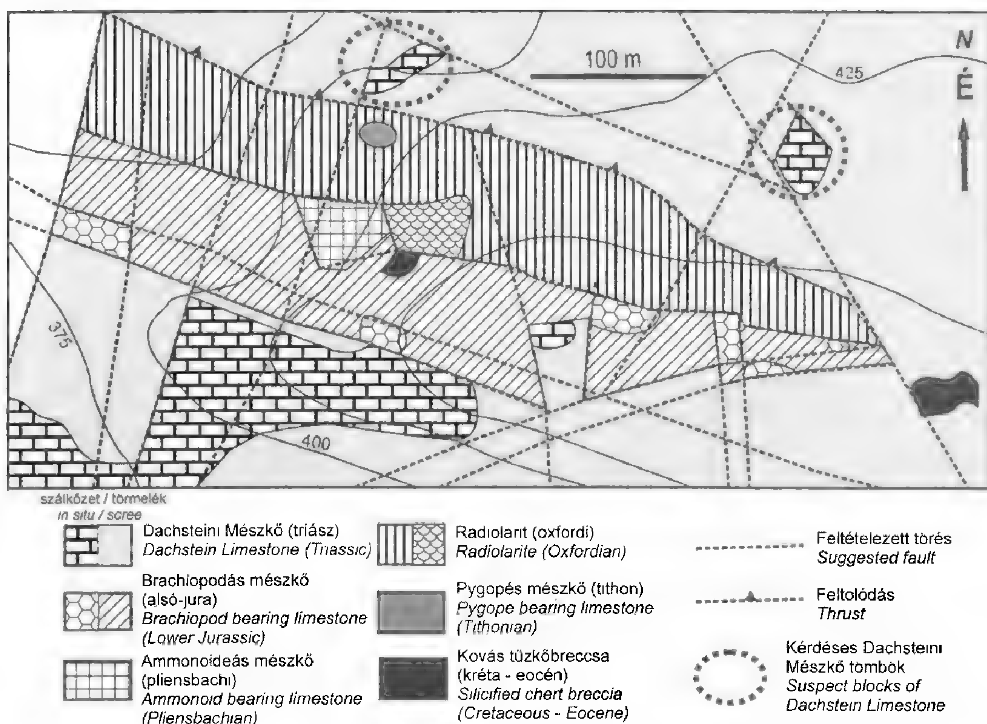
2. *ábra.* A Kétágú-hegy topográfiai térképe

Fig. 2 Topographic map of Kétágú Hill

A jura képződményeket a MÁFI térkép (NAGY 1969b) a triásztól törésekkel határolja. A 3. *ábrán* látható módosított kivágat északi részén lévő Kis-hegy Dachsteini Mészkövével egybefüggőnek ábrázol két, a völgy déli oldalán lévő, elkülönült triász kibúvást.

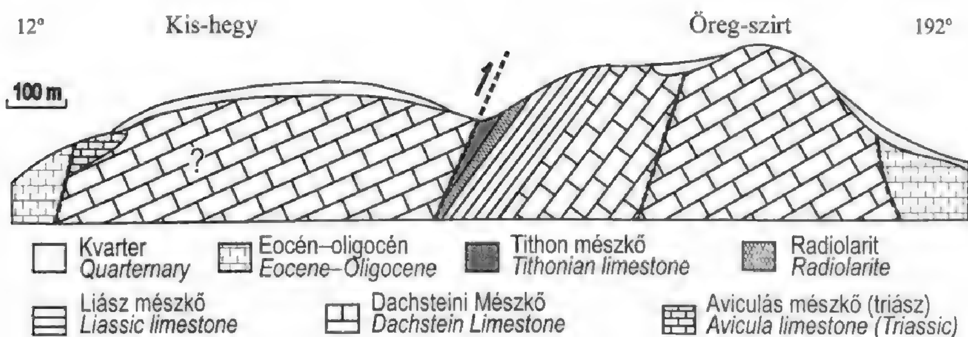
BALOGH (1961) és NAGY (1969a, b) szerkezetföldtani értelmezése szerint a Kétágú-hegy meredeken ÉÉK felé dőlő Dachsteini Mészkövére települő jura rétegsor észak felől, a völgy tengelyében egy meredek, KDK–NyÉNy-i csapású feltolódással határolt (4. *ábra*). E mentén ismét Dachsteini Mészkő kerül a felszínre. Megjegyzendő, hogy NAGY (1969a, b) e feltolódást az általános szokásoktól eltérően (ellentétes fogacsolással, de a 3. *ábrán* javított iránnyal) jelöli, és annak bizonyítékát a medenceterületen az eocén–oligocén rétegsorban észlelt ismétlődésekben látja. Sajnálatos, hogy a magyarázóban leírt, fúrásokkal bizonyított feltolódások a térképen nem felelnek meg a mezozoikumot ért feltolódásoknak. Eredeti szelvényében egymással párhuzamos, 75–80°-os északi dőlésű feltolódások és normál vetők láthatók. A feltolódások és vetők korát az eocén utáni időszakra teszi.

Az 1980-as években újra kibontottak egy korábban létesített kutatóaknát (5. *ábra*), amely jelenleg is látható. A feltárt rétegsor (KONDA 1988) legidősebb kőzete a barnásvörös Eplényi–Tölgyháti Mészkő, amely többé-kevésbé párhuzamosan rendezett bositrákat tartalmaz. A bositrás mészkőre, attól keményfelszínnel elválasztva, 90 cm vastag sárga, alsó felében iszapmozgásra utalóan zavartan sávozott,



3. *ábra.* A kesztölci jura-előfordulás földtani térképe (NAGY 1969b után, módosítva)

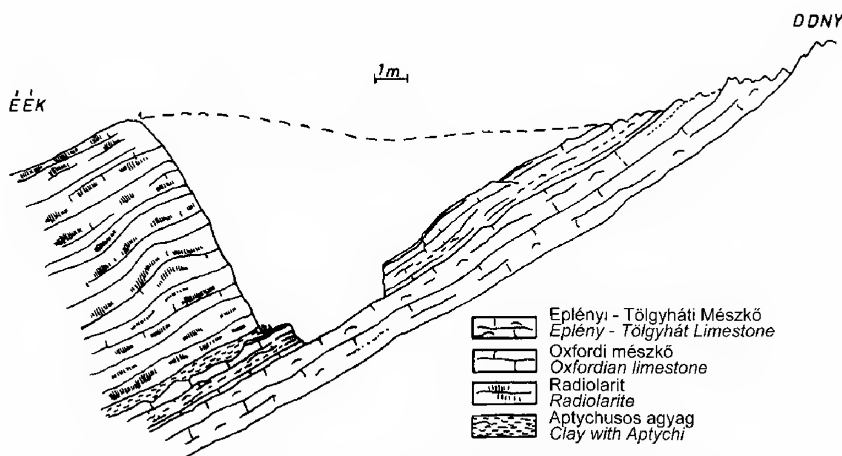
Fig. 3 Geologic map of the Jurassic occurrence at Kesztölc (after NAGY 1969b, modified)



4. *ábra.* Földtani szelvény a Kétágú-hegyről (BALOGH 1961 után, módosítva)

Fig. 4 Geologic section on Kétágú Hill (after BALOGH 1961, modified)

helyenként plasztiklasztos, felső határán ammoniteszes mészkő települ. Vékonycsiszolati képe alapján átkarbonátosodott radiolarit, vagy „szinszediment breccsás, intraklasztos, plasztiklasztos" szövetű mészkő (KONDA 1988). Felső, erősen oldott felszínének makrofaunája GALÁCZ A. vizsgálatai szerint középső-oxfordi korú (KONDA 1988). Erre okkersárga, Belemnites rostrumos, aptychusos agyag települ.



5. ábra. A radiolarit és feküjének feltárása a Kétágú-hegyen (DOSZTÁLY 1987)

Fig. 5 The radiolarite and underlying formations on Kétágú Hill (DOSZTÁLY 1987)

Az oxfordi mészkőpad gazdag ammonitesz faunáját FŐZY (1993) vizsgálta újra. Korát középső-oxfordinak határozta, bár a felső-oxfordi alsó részét sem tartotta kizártnak.

Az agyagra 7–8 m vastagságban feltárt agyag-közbetelepüléses, tűzköves, meszes radiolarit következik. A rétegsor kora a radiolariák alapján felső-oxfordi–alsó-kimmeridgei (DOSZTÁLY 1988). A radiolarit fedője nincs feltárva.

Diplomamunkájában SALÁNKI (1995) a Pilisben több eltolódási fázist mutatott ki, amelyek közül szerinte három a mezozoikum során hatott, a fennmaradóak pedig miocén korúak.

A Dunántúli-középhegység, és különösen annak északi részének általános tektonikájára vonatkozóan több fontos korábbi utalást találunk. Elsőként VASKÓNÉ DÁVID K. (in FÜLÖP 1975) írt le ofiolitkavicsokat a gerecsei alsó-krétából, s említette ennek tektonikai következményeit. A manapság elfogadottnak tekinthető, feltolódásos szemléletet többen párhuzamosan alakították ki (MINDSZENTY et al. 1986, FOGARASI 1993, TARI 1994, CSONTOS et al. 1994). E javarészt publikálatlan munkákban egy olyan takarórendszer szükségessége fogalmazódik meg, amely északról terhelte a középhegységet (pl. BAGOLYNÉ ÁRGYELÁN 1995). E feltolódások egyik lehetséges helyszínét kívánja e munka vizsgálni.

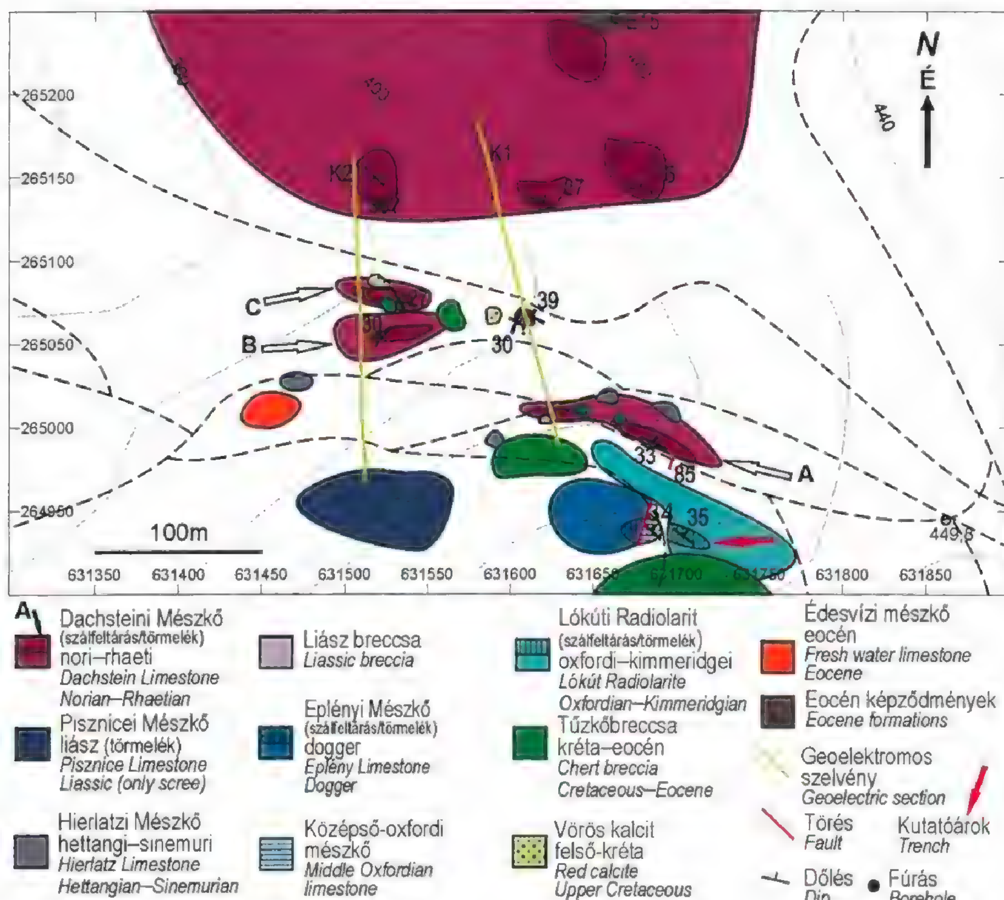
Terepi földtani leírás

A térképezett terület az Öreg-szirt északi lejtőjének liász szálfeltárásaitól északra helyezkedik el, és a Kis-hegy Dachsteini Mészkő tömegéig tart. A morfológiát meghatározza a nyugat–északnyugat felé lejtő völgy, melynek tengelyében időszakos vízfolyás található. Ettől északra, a meredek hegyoldalon viszonylag jó feltártsági viszonyok jellemzőek, délre azonban kevés a feltárás, a mezozoos képződményeket általában ismeretlen vastagságú talaj és lösz takarja.

Térképező munkánk során a korábban (NAGY 1969a; KONDA 1988) leírt kőzeteket nem minden esetben találtuk meg. Ez leginkább a régi árkolások betemetődésének, és az általánosnak mondható rossz feltártságnak tulajdonítható.

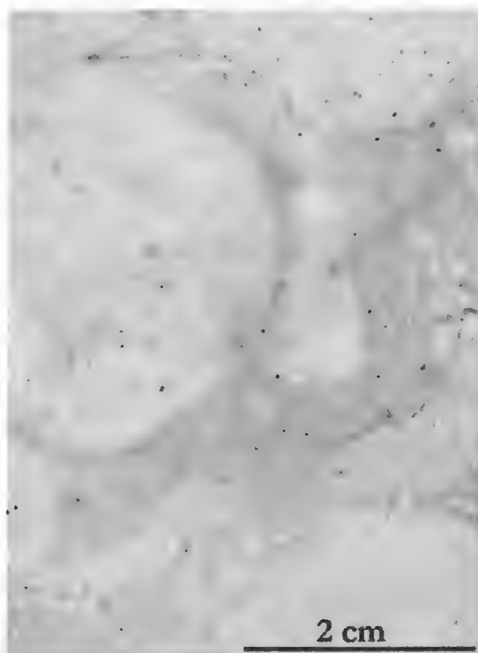
A KONDA (1988) által leírt kutatóárokban (a 6. *ábrán* piros nyíllal jelölve) jelenleg csak a felső-oxfordi–alsó-kimmeridgei (DOSZTÁLY 1988) radiolarit tanulmányozható, melyben sárgásfehér, szürke, finoman sávozott radiolarit rétegek váltakoznak barnásszürke agyagos rétegekkel. Csiszolatban finoman sávozott radiolarit, rossz megtartású radiolariákkal. Feküje, az aptychusos agyag és a középső-oxfordi mészkő (DOSZTÁLY 1988) már nem bukkan ki. A radiolarit dőlése 34/35°. Törmelékként, a feltárás környezetében, nagyobb területen követhető.

A kutatóároktól kb. 20 méterrel nyugatra egy viszonylag jól feltárt, ~105/80° dőlésű, a megfigyelt vetőkarcok alapján balos vetőt találunk. Keleti oldalán sárgásfehér, helyenként plasztiklasztos mészkő található. Rétegdőlése 22/34° körüli. Szövete biomikrit–wackestone, faunáját döntő többségben plankton foraminiferák alkotják. Előfordulnak ammonitesz embriók és radiolariák is, helyenként *Lenticulina* sp. is található. A nem konszolidált üledék állapotban történő átmozgatásra a sötétebb – világosabb mikrites területek, foltok utalnak. A világosabb „klasztok" a



6. *ábra.* A Kétágú-hegyi terület földtani észlelési térképe. Az E–15-ös fúrást NAGY (1969b) alapján ábrázoltuk

Fig. 6 Reconnaissance map of the Kétágú Hill area. Borehole E–15 after NAGY *(1969b)*



7. ábra. A plasztiklasztos középső-oxfordi mészkő

Fig. 7 The plasticlastic Middle Oxfordian limestone

sötétebb „mátrixban" úsznak, határaik azonban elmosódottak (*7. ábra*). Kora a mikrofauna alapján oxfordi (GÖRÖG Á. szóbeli közlése). Bár ammoniteszt nem találtunk, a képződményt a KONDA (1988) és FŐZY (1993) által középső-oxfordi, felső határán leírt ammoniteszes mészkővel azonosíthatjuk. Az általunk megvizsgált néhány minta alapján jelentős középső-oxfordi áthalmozásra ugyan nem következtethetünk, KONDA (1988) értékelésével összevetve azonban mégis valószínűnek mondható az áthalmozási esemény megléte.

A vető nyugati oldalán szálfeltárásként, és attól nyugatra törmelékben, egy szinte kizárólag apró héjak többé-kevésbé rendezett halmazából álló, világosvörös mészkő található. A kőzet a megvizsgált csiszolatokban sűrűn elrendezett bositrákból álló grainstone. A biopátitot alkotó bositrák is erősen pátitosodtak. Egyéb megfigyelhető ősmaradványt nem tartalmaz. CSÁSZÁR G. szóbeli közlése szerint a bositrák ilyen nagy mennyiségben történő megjelenése dogger korra utal. A képződményt KONDA (1988) Eplényi–Tölgyháti Mészkőként azonosította. CSÁSZÁR et al. (1998) szerint – akikkel magunk is egyetértünk – jellegei miatt az Eplényi Mészkő megnevezés szerencsésebb.

Ettől nyugatra tömött, világos vörös, fehér kalciterekkel átjárt liász mészköveket találni, szintén csak törmelékben. A Pisznicei Mészkőként azonosított képződmény szövete wackestone– packstone. Faunájában a szivacstűk dominálnak, de radioláriák, csigák és foraminiferák is előfordulnak. A foraminifera faunát *Involutina liassica*, *Lingulina tenera* és *Nodosaria* sp. képviseli (GÖRÖG Á. határozása). Ezek alapján a képződmény pontosabb korát nem lehet megadni. Liász képződmények szálfeltárásával csak a térképezett területről délre, a domboldal magasabb részein találkozunk – ott is északias dőlések jellemzőek.

A MÁFI által feltárt kutatóároktól északra törmelékben követhető a radiolarit. Dőlésirányban haladva, szálfeltárásként is kb. 50 m, de sűrű törmelékben követhetően több mint 100 m hosszú, kelet–nyugati irányban megnyúlt Dachsteini Mészkő testet találunk, mely láthatóan a radiolaritra következik (*8. ábra*). Nehezen megállapítható dőlése 31/33°. E tömböt a továbbiakban (így a szelvényeken és térképeken is) „A"-val jelöljük. Ez vélhetően azonos a NAGY (1969b) által ábrázolt keleti triász folttal (*3. ábra*), bár körvonala attól eltér.

A Dachsteini Mészkőben megfigyelhető egy 110/85° dőlésű vető, amely csapásában és dőlésszögében is jól egyezik a fent leírt, dogger és középső-oxfordi mészköveket elválasztó vetővel, sőt annak északi folytatásába esik. A vető térképi elvetése jobbos.



8. ábra. Radiolaritra következő Dachsteini Mészkő

Fig. 8 Dachstein Limestone positioned above radiolarite

A Dachsteini Mészkő test dél felé jól lehatárolható, északi határának megvonása azonban nem egyértelmű a lösszel borított lejtőn.

A triász mészkőre néhány helyen világos rózsaszínű, szabad szemmel láthatóan durva crinoideás mészkő települ, melyet a sinemuri–pliensbachi (NAGY 1969a) Hierlatzi Mészkővel azonosítottunk. Csiszolatban grainstone jellegű, jórészt nagyméretű echinodermatákból álló biopátit. A kis mennyiségben jelenlevő mikrit barnás színű. Nagyobb mennyiségben tartalmaz csigákat és szivacstűket, valamint néhány hydrozoát, ammonitesz embriót és mikrogranulált foraminiferát. *Trocholina* sp. és *Nodosaria* sp. (GÖRÖG Á. határozása) is előfordul. A több foltban, csapásban való megjelenés miatt valószínűbb, hogy a Hierlatz Mészkő rétegszerűen, és nem hasadékkitöltésként következik a Dachsteini Mészkőre, bár ez utóbbi megoldást sem lehet teljesen kizárni.

A fent leírt Dachsteini Mészkő test nyugati vége közelében egy helyen, törmelékben, barna mátrixban nagyrészt fehér, valamint néhány világosvörös (rózsaszín) klasztot tartalmazó breccsa található. A klasztok kerekítetlenek, 0,1 mm és 4 cm közöttiek. A kőzet kalciterekkel átjárt. A csiszolatos vizsgálatok szerint a mikrites mátrixban *Spirillina* sp., *Etrusca* sp., *Frondicularia* sp. található; ez liász kort jelez. A klasztok nagy részét Dachsteini Mészkőként azonosítottuk. Faunáját *Aulotortus friedli, Triasina* sp., néhány csiga és azonosítatlan algák képviselik (GÖRÖG Á. határozása). Kisebb mennyiségben szinte kizárólag ooidos, valamint viszonylag homogén mikropátitos klasztokat is megfigyeltünk. A breccsa megjelenése liász korú áthalmozásra utal. E breccsa lehet hasadékkitöltés, de a gyatra feltártság a települési viszonyok pontosítását nem teszi lehetővé.

A domboldalon lefelé haladva két, egymás melletti, 30–40 m hosszan elnyúlt feltárásban szintén megjelenik a Dachsteini Mészkő (a továbbiakban „B" és „C" jellel). A két test törmeléke nem választható el egymástól, a szálfeltárások azonban nem érnek össze. A déli tömb (B) dőlése viszonylag jó réteglapokon mérve 310/30°, az északi tömb (C) dőlését 54/27° körül feltételezhetjük. E tömbök vélhetően azonosak a NAGY (1969b) által ábrázolt nyugati triász folttal (*3. ábra*), bár körvonaluk attól eltér.

E két feltárástól kelet felé törmelékben tovább követhető a triász mészkő, egy helyütt feltételezhetően szálban állva is megtalálható. Itt 33/39° és 290/30° körüli

dőléseket egyaránt mértünk, a fent említett testekkel való azonosítás tehát nem egyértelmű – bár a tömbök szálkőzet jellege sem mondható biztosnak.

A völgy északi oldalától eltekintve szinte az egész térképezett területen fellelhető egy vékony, nagyon kemény, 0,1–15 mm méretű kerekítetlen tűzkőtörmelékből álló, általában szemcsevázú breccsa, mely helyenként mészkőkavicsokat is tartalmaz. E képződmény a területen sajnos csak törmelékben jelenik meg, és az elkülönült triász testeket, valamint a térképezett jura képződményeket egyaránt beborítja. Így egyaránt burkolja a MÁFI árkolásban fellelhető radiolaritot és a tőle néhány méterre lévő „A" jelű Dachsteini Mészkő tömbjét. A kőzet csiszolataiban a tűzkőklasztok dominálnak, a kis mennyiségben megjelenő mátrix gyakran limonitosodott. Kvarcerekkel helyenként átjárt. Benne ősmaradványt eddig nem sikerült megfigyelni, emiatt kora nem tisztázott. A mészkőmentes kifejlődés, SZTANÓ O. szóbeli közlése szerint, nagymértékű hasonlóságot mutat az apti–albai Köszörűkőbányai Konglomerátummal (SZTANÓ 1990, SZTANÓ & BÁLDI-BEKE 1992). Ez utóbbi képződmény azonban általában alsó-kréta turbiditek fedőjében van, így ez a besorolás nem valószínű. Elméleti lehetőségként fennáll, hogy a Felsővadácsi Breccsa különleges, kovás kavicsok által dominált kifejlődése lenne, de az erre a képződményre jellemző, járulékos magmás és metamorf szemcsék (FÜLÖP 1958) hiánya ezt az értelmezést nem támasztja alá. A kovás breccsa kora ezért lehet kréta vagy akár eocén is (NAGY 1969a).

Szintén csak törmelékben, a völgy tengelyétől délre észlelhető képződmény a vörös színű, durvakristályos kalcit, melyet feltételesen a Dunántúli-középhegységben elterjedt, valószínűleg a késő-kréta magmatizmushoz kapcsolódó kalcitokkal (DEMÉNY et al. 1997) azonosíthatunk. A szálban álló, vagy törmelékben megjelenő Dachsteini Mészkő testekre települve néhány centiméter vastag bekérgezést alkot, de önálló, akár fél méteres tömbökként is jelentkezik.

A völgy tengelyétől északra, a Kis-hegy meredek lejtőjén Dachsteini Mészkövet találunk, 20/25° körüli dőléssel.

A völgy déli oldalán egy helyen, törmelékben, sötétbarna, mikrites, néhány mm-es vékony héjakat tartalmazó, a környéken talált mészkövektől jelentősen különböző mészkő jelentkezik. Csiszolatban packstone szövetű. A mikrit szerves anyagban rendkívül dús. Faunáját nagyrészt összetört kagylóhéjak, valamint Chara-félék és kagylósrákok (CSÁSZÁR G. szóbeli közlése) képviselik, melyek alapján a képződmény édesvízi, valószínűleg eocén mészkőnek mondható.

Erőfeszítéseink ellenére térképezésünk alkalmával nem sikerült fellelnünk az elődök (VIGH 1913, NAGY 1969a) által említett tithon mészköveket.

A kétágú-hegyi geoelektromos szelvények értelmezése

A Kétágú-hegyen vizsgált területen két 180 méteres geoelektromos szelvény készült HÁMORI Z. és FERLING Á. közreműködésével, ötméteres elektródatávolsággal. A szelvények nyomvonalát úgy határoztuk meg, hogy azok a radiolaritfeltáráshoz (KONDA 1988) minél közelebb induljanak, és az elszigetelt Dachsteini Mészkő tömbökön átmenjenek. E szelvények kivitelezésénél az elsődleges cél a minél nagyobb behatolási mélység elérése volt, a felszínhez közeli szerkezetek

értékelését ennek rendeltük alá. A szelvények nyomvonala az észlelési térképen (*6. ábra*) látható.

A szelvényeken (*9, 10. ábra*) fajlagos ellenállásuk alapján jól elkülönülnek a különböző kőzetek. A nagy ellenállású zónákat Dachsteini Mészkőként, a kisebb ellenállású területeket feltehetően jura pelágikus képződményekként azonosíthatjuk. E kőzettípusok fajlagos ellenállás-értékei közt nagyságrendi különbség van, azaz elkülönítésük megbízhatóan elvégezhető. A szelvényekben a jura mészkövek és a radiolarit nem tűnnek megkülönböztethetőnek. A módszerrel, annak jellege miatt, sajnos a löszt sem tudjuk elkülöníteni a jura képződményektől. Az elektromos módszer általában adott térrészről (szélsőséges esetben a teljes szelvényről) átlagos fajlagos ellenállásokat ad. A multielektródás módszer elektróda-konfigurációinak nagy változatossága miatt azonban kicsiny térrészről is megbízható, valós, nem kiátlagolt adatokat szolgáltat. Így a szelvényeken az értelmezett térrészeken akár kisebb méretű, markánsan eltérő ellenállású testek is a hagyományos VESZ szelvényeknél jóval pontosabban elkülöníthetőek.

A szelvények északi részén, a völgy tengelyén dél felé kissé átnyúlva, nagy ellenállású zónát találunk, mely a Kis-hegy Dachsteini Mészkövének felel meg. A triász mészkőben a K1 szelvényben (*9. ábra*) enyhén észak felé dőlő, akár 10 métert is meghaladó vastagságú, alacsony ellenállású zóna található. Hasonló, de csupán néhány méter vastag, vízszinteshez közeli, sőt a felszín felé felharapódzó alakzat jelenik meg a K2 szelvényben (*10. ábra*) is. Ezek az alacsony ellenállású kőzetek összetört agyagos zónaként, feltehetően karsztos üregkitöltésként értelmezhetőek.

A Kis-hegy tömegétől délre, mindkét szelvényben, zömmel alacsony ellenállású, pelágikus jura képződményekként (a felső néhány méterben löszként) értelmezett zóna található. Ebben nagy ellenállású kőzettestek úsznak. A feltárások szinte teljes hiánya miatt az alacsony ellenállású képződmények azonosítása nem megoldott. A K1 szelvény déli végén tűzkőbreccsát, valamint helyenként radiolaritot találunk törmelékben, míg a K2 szelvény déli végén néhány darab, vélhetően a domboldal magasabb részéről áthalmozott liász mészkőtörmelék fedezhető fel. A felszínen a szelvények mentén egyéb kőzettel, a továbbiakban leírt Dachsteini Mészkő testeken kívül, nem találkozunk.

A K1 szelvényen a szelvény menti 40. méter környékén megjelenő nagy ellenállású zóna jól egyezik a terepen megfigyelt, valószínűleg radiolaritra következő Dachsteini Mészkő testtel (A). Ezt a radiolarit feltárásban mért dőlése alapján számított, a szelvénybe bevetített áldőlés is alátámasztja (*9. ábra*). A 100. méter környéki nagy ellenállású test helyén kisebb foltban megjelenő, csupán részben szálkőzetnek felfogható triász mészkövet találunk – a kőzettest nagy része valószínűleg nincs feltárva. Ettől északra a patak recens hordalékát fedezhetjük fel a szelvény legmélyebb felszíni pontja körül (bár a nagy elektródatávolság miatt a felszínhez közeli objektumok „összemosódnak"), majd a Kis-hegy tömege következik.

A K2 szelvényben az első 35 méteren a felszín közelében mért, azzal párhuzamos, egybefüggő nagy ellenállású zóna a terepen nem jelentkezik. A műszer valószínűleg a vastag talajtakaró alól csupán helyenként kibukkanó, alsó-jura kőzettömbökből álló, szubrecens lejtőtörmelék ellenállását mérte. Az 50. méter környékén megjelenő közepes-nagy ellenállású test helyén, a felszínen sajnos nincs

feltárt kőzet. A kb. 70–85, valamint 90–105 méter közti nagy ellenállású elemek a terepen megfigyelt, egymás mellett elhelyezkedő Dachsteini Mészkő tömböknek (B illetve C) felelnek meg, bár a szálfeltárások az említett intervallumoknál kisebb szelvény menti méretet sugalltak. Ettől északra hamarosan megjelenik a kis-hegyi Dachsteini Mészkő, amely e szelvényben már a patakmeder alatt is megtalálható.

Mindkét szelvényben a 60. méter körül, a szelvény legmélyebb értelmezett részén (közepén) megjelenik egy nagy ellenállású, Dachsteini Mészkőnek vélt test, melyet a triász aljzattal összefüggőnek gondolhatunk. E képződmény a K2 szelvényben magasabbra felhúzódik, míg a K1 szelvényben csak a legmélyebb helyen jelenik meg. Figyelemre méltó, hogy az alsó, jura-fekü Dachsteini Mészkővel azonosított nagyellenállású test felső határa az általános dőlésnek megfelelően északias dőlésű. A K1 szelvényben 60 m körül, kb. 10 méter mélyen ismét nagy ellenállású, Dachsteini Mészkőnek feltételezett test látható.

Mindkét szelvényen az egyes, északra dőlő tömböket dél felé dőlő meredekebb felületek választják el. Különösen látványos ilyen felület látható a Kis-hegy déli pereménél, ahol a nagyellenállású Dachsteini Mészkő dél felé jelentős mélységbe süllyed. E töréseknek a szelvények szerint dél felé vető elmozdulás-összetevője van.

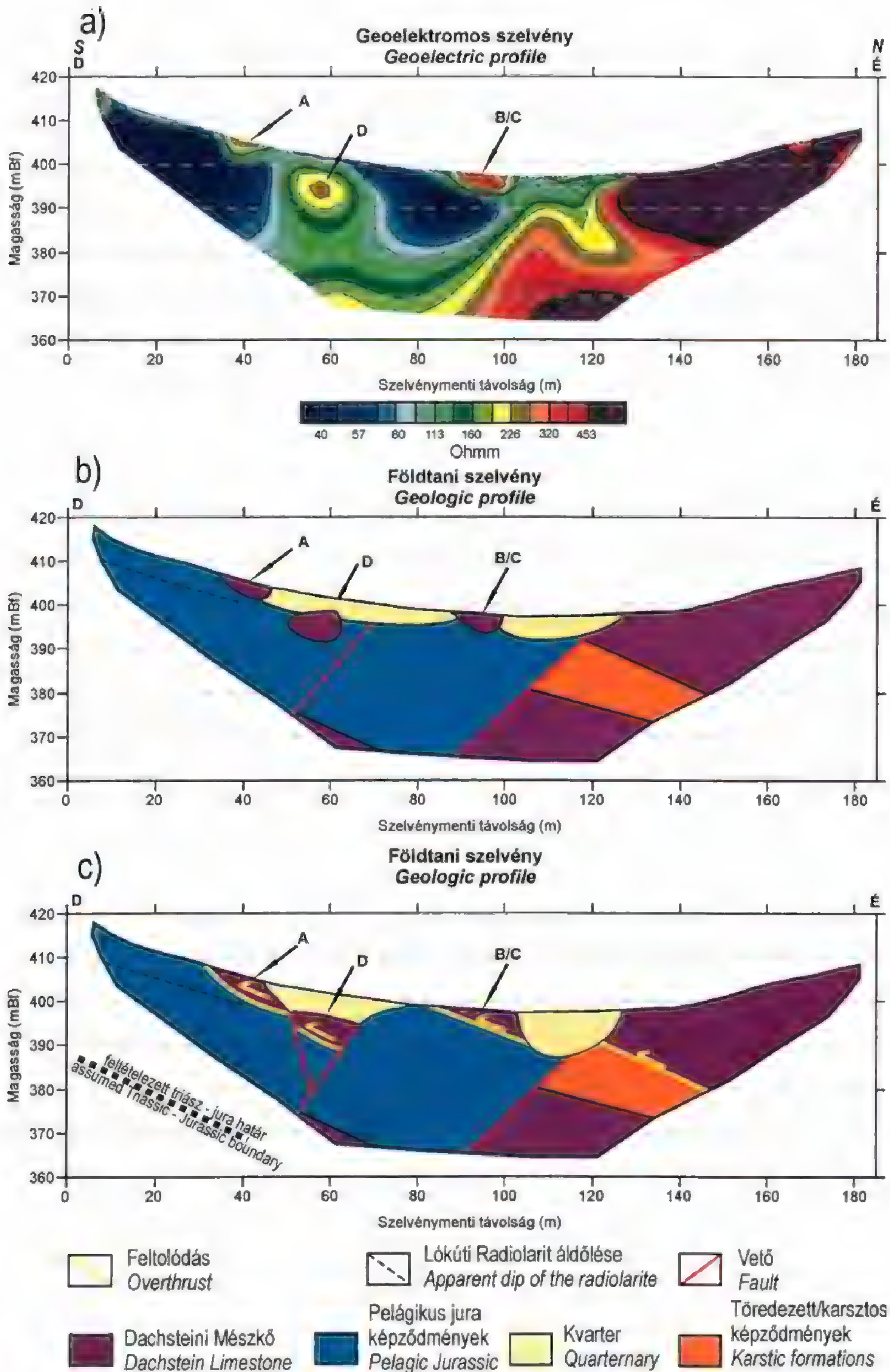
A terepi megfigyelések és a geofizikai eredmények együttes értelmezése

A D–É-i irányú geoelektromos szelvények nagyjából dőlésirányúak mind az Öreg-szirt északi oldalán megjelenő Dachsteini Mészkőre és a rátelepülő jura képződményekre, mind a kis-hegyi triászra nézve. Minthogy az elkülönült Dachsteini Mészkő testek K–Ny-i irányban a terepen láthatóan is erősen megnyúltak, az egymástól nem messze felvett szelvényekben megjelenő nagy ellenállású testeket párhuzamosíthatjuk, és adott esetben összefüggő testekként értelmezhetjük. A mindkét szelvényben észlelt, a kis-hegyi triászban megjelenő, vélhetően agyaggal kitöltött üregek egybefüggése sem zárható ki.

A K2 szelvényben megfigyelt 70–85, valamint 90–105 méter közti triász testek egyike (B illetve C a *10. ábrán*) áthúzódhat a K1 szelvény (*9. ábra*) 90. métere körül megjelenő Dachsteini Mészkőbe. Annak eldöntése, hogy a két test közül melyik nyúlik el keletre, a dőlésértékek alapján lenne lehetséges. A K1 szelvény mentén azonban mindkét, K2 menti test dőléséhez közeli értékeket is mértünk, az azonosítás tehát mindkét esetben lehetséges.

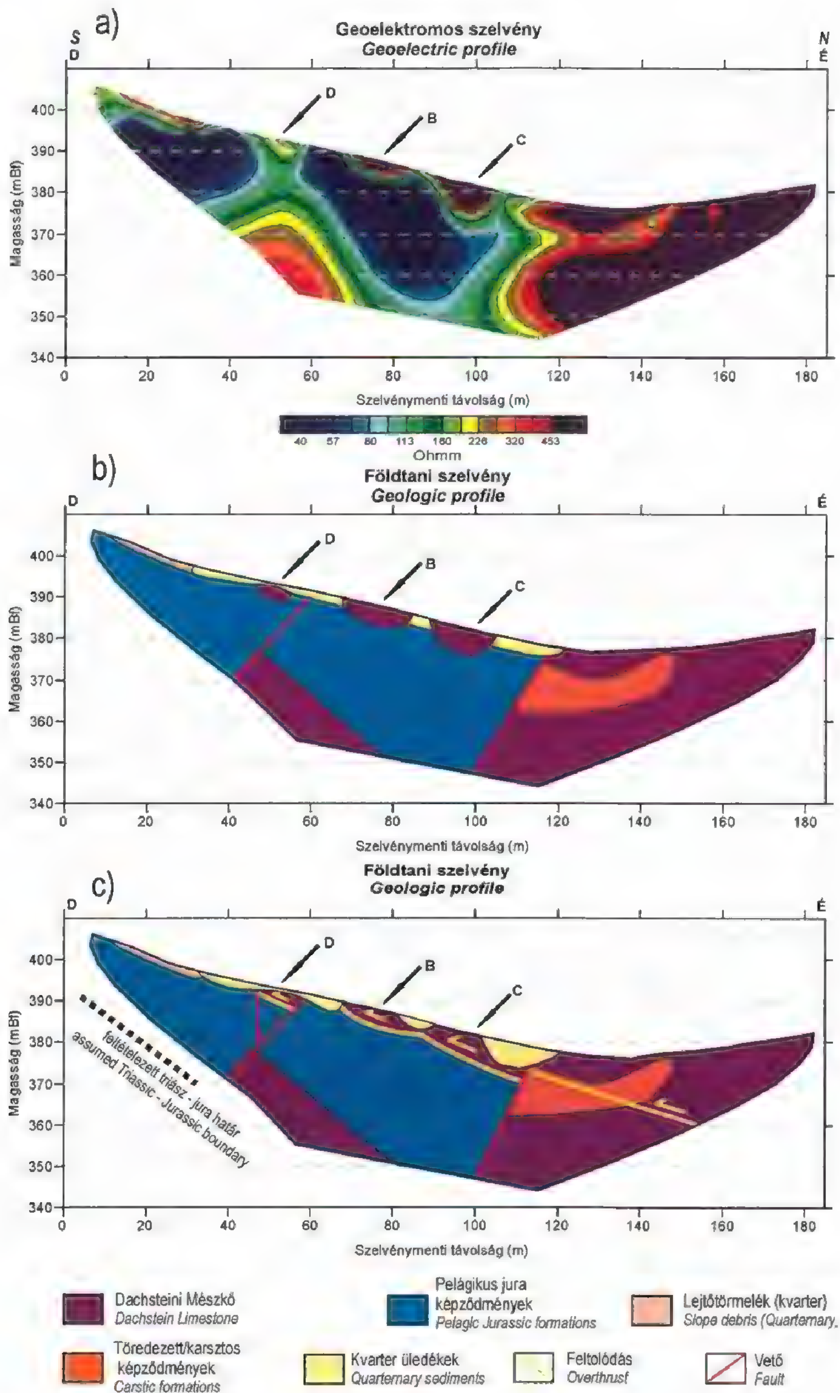
A szelvényekben 60 m körül megjelenő triász aljzat szelvénybeli mélységének különbsége jó összhangban van az Öreg-szirten jellemző enyhén északkeleti dőlésekkel (pl. Nagy 1969b): a keleti szelvényen ugyanaz a képződmény mélyebben jelentkezik, mint nyugatabbra. Ennek alapján az aljzat fölött, 60 méternél, a jura mátrixban „úszó" K1 szelvénybeli, kb. 10 méter mélyen elfedett triász test a K2-ben 50 méternél a felszínre csaknem kibukkanó Dachsteini Mészkő testtel párhuzamosítható. E testet a továbbiakban „D"-vel jelöljük.

A K1 szelvényben 40 m körül észlelt, és a terepen is megfigyelt, radiolaritra következő Dachsteini Mészkő test (A) nyugatra, a K2 szelvénybe a feltárások alapján nem nyúlik át.



9. ábra. A K1 jelű geoelektromos szelvény (a) és földtani értelmezési lehetőségei: b, olisztolitos modell, c, rátolódásos modell

Fig. 9 Geoelectric profile K1 (a), and its possible geologic interpretations: b, olistolithic model, c, overthrust model



10. ábra. A K2 jelű geoelektromos szelvény (a) és földtani értelmezési lehetőségei: b, olisztolitos modell, c, rátolódásos modell

Fig. 10 Geoelectric profile K2 (a), and its possible geologic interpretations: b, olistolithic model, c, overthrust model

A Kis-hegyen nem feltételezünk jelentős vastagságú jura képződményeket. A tőle délre található, vetővel elválasztott jura sorozat meglétét értelmezhetjük a Kis-hegyet határoló vető jura szinszediment működésével, ez azonban valószínűtlen. Másik lehetőségként felmerül a Kis-hegy tömegében megjelenő agyagos képződmények észak felé kiékelődő jura kőzetekként való értelmezése, ám ez (főleg a K2 szelvény alapján) szintén kérdéses. Legvalószínűbb, hogy az említett vető mozgásának jelentős vízszintes (és függőleges) komponense volt, így „juramentes", vagy csak vékony jurát tartalmazó, és vastagabb jura sorozatok kerülhettek egymás mellé.

A szelvények diszkussziója

A kis ellenállású, pelágikus jura képződményekben megjelenő, triász mészkőként értelmezett nagy ellenállású testek megjelenése, összhangban a terepen tapasztaltakkal (felső-oxfordi–alsó-kimmeridgei radiolaritra következő Dachsteini Mészkő test) arra utal, hogy a területen a képződmények nem a „szokványos" helyzetükben találhatóak. Érdemes leszögezni, hogy szemben a korábbi értelmezésekkel (BALOGH 1961; NAGY 1969a, b), amelyekben meredek feltolódással kerültek a Dachsteini tömbök a jura összlet mellé, illetve fölé, észleléseink arra utalnak, hogy e Dachsteini Mészkő tömbök lapos (nagyjából a jurában észlelt dőléseknek megfelelő) felületeken nyugodva következnek a jura képződményekre. Ezt többféleképpen is magyarázhatjuk.

1. Víz alatti gravitációs áthalmozással, vélhetően a radiolarit (vagy későbbi felső-jura mészkövek) képződése idején (késő-oxfordi–kora-kimmeridgei; esetleg tithon) olisztolitokként kerültek a Dachsteini Mészkő tömbök a pelágikus medencébe (*9b* és *10b ábra*). E megoldást valószínűsíti, hogy a terepen megfigyelt nagyobb méretű, elkülönült triász testek mindegyikének némileg eltérő a dőlése (*6. ábra*).

2. Egy nagyjából déli vergenciájú, lapos dőlésű, későbbi normál vetők és/vagy eltolódások által utólag elvetett rátolódás esetében is létrejöhet a megfigyelt anomális települési helyzet (*9c* és *10c ábra*). Ez esetben tulajdonképpen egy rátolt egység frontját figyeljük meg. Az áttolódás síkja az elszigetelt Dachsteini Mészkő tömbök bázisán, illetve a Kis-hegy tömegében húzódó zúzott, agyagosabb zónában vonható meg. Az áttolódás után működő törések ezt az áttolódási felületet is elvetették. Minthogy a triász testeket és a jura képződményeket a tűzkőbreccsa egyaránt beborítja (*6. ábra*), az esetleges áttolódás a breccsa képződése előtt kellett történjen. E képződmény kora feltételezetten kréta vagy eocén.

A sajnálatosan nem fellelt tithon mészkövek és a Dachsteini Mészkő tömbök egymáshoz viszonyított helyzete nem tisztázott. E képződmények természetesen keletkezhettek a gravitációs áthalmozás/rátolódás előtt és után is. Ha a Dachsteini tömbök alatt található a kimmeridgei-tithon, akkor ennek a helyzetnek és kornak jól megfelel a Gerecsében (BÁRÁNY 2004) és a Bakonyban (PALOTAI et al. jelen kötet) több helyről leírt áthalmozódási esemény. Amennyiben a tithon a Dachsteini Mészkő tömbjeit burkolja, úgy azok valószínűleg közvetlenül a radiolariton nyugszanak, tehát áthalmozásuk kora megegyezik a Bükkben történt egyik áthalmozással (CSONTOS et al. 1991; CSONTOS 2000). A „rogozniki típusú" tithon mészkő (NAGY 1969a) jelenléte a gerecsei (FŐZY 1993) és eperkés-hegyi analógiák alapján egy vi-

szonylag közeli, kiemelt magaslat létét feltételezi. A feltételezett áthalmozást előidéző tektonikai esemény korát tehát az eddigiek alapján nem tudjuk pontosítani. A tűzkőbreccsa (nem ismert) képződési kora mindenképpen felső korlátként szerepel.

3. Elméleti lehetőségként – hiszen a geoelektromos módszerrel, úgy tűnik, a jura képződményeket nem tudjuk biztonsággal megkülönböztetni a lösztől – fennáll, hogy a megfigyelt Dachsteini Mészkő tömbök a löszben „úszva", pleisztocén – holocén lejtő menti áthalmozással kerültek jelenlegi helyükre. Ennek azonban kicsi a valószínűsége. A domborzat jellege miatt a Kis-hegyről lefelé gurulhatnak tömbök a völgy tengelyéig, így esetlegesen a B és C jelű tömbök lehetnek lejtőtörmelék eredetűek. A terepi helyzet alapján gyakorlatilag kizárt az A jelű, radiolarithoz közel lévő, déli lejtőn elhelyezkedő triász test lejtőtörmelék-eredete. Ez már csak azért is igen kevéssé valószínű, mert a tömb dőlése megegyezik a tőle néhány méterre lévő radiolarit dőlésével. Az Öreg-szirten egyébként csupán a lejtő legtetején, egy lapos lejtő déli oldalán találunk triászt (*4. ábra*), attól északra jura települ, amelyben (amelyen) nem találunk legurult triász testeket, sőt, löszt se. A völgy tengelyében futó kis időszakos patak kelet felé a völgyfőig 300 m-re nyomozható. Elképzelhetetlen, hogy egy ilyen rövid vízfolyás a terepen és a szelvényeken megfigyelt hatalmas tömböket szállítson vadpatak módjára, s azokat szintje fölött jó néhány méterrel rakja le. Ezért kelet felől szintén valószínűtlen az ilyen jellegű áthalmozás. Elméletileg fennáll annak lehetősége, hogy egy korábbi völgy a tömb mentén (tehát a mostani lejtő középtáján) húzódott, s a tömb a Kis-hegyről került a jelenlegi helyére. Egy ilyen áthalmozásnak azonban ellentmondanak az azonos dőlések. A „kvarter megoldást" tehát nagy valószínűséggel (legalább egy test esetében biztosan) kizárhatjuk.

A geoelektromos szelvények, a módszer jellegei miatt, inkább az elkülönült tömbök, olisztolitok jelenlétét valószínűsítik. A terepi megfigyelésekkel egybevetve, megítélésünk szerint mégis az áttolódásos modell közelíti jobban a valós helyzetet, bár az olisztolitos megoldást sem vethetjük el. A terepen és geofizikával is megfigyelt triász testek egységes, K–Ny-i irányban megnyúlt volta ugyanis – véleményünk szerint – meghatározóbb, mint az, hogy dőléseik különböznek. Ez utóbbi ugyanis akár fiatal korú fellazulással, kisebb, lejtő menti mozgásokkal stb. is magyarázható. Teljesen biztos magyarázatot azonban az eddig elvégzett vizsgálatok alapján még nem adhatunk a megfigyelt jelenségekre.

Szót érdemel a mindkét szelvényben észlelhető meredekebb törések értelmezése. Ezek közül az északi, a Kis-hegyet határoló törés tűnik fontosabbnak, jelentősebb elvetésűnek; a másik elvetése jóval kisebb mértékű. Az olisztolitos modell esetében két elméleti lehetőség van: a kis-hegyi határtörés szinszediment jura vető, vagy egy jura utáni jelentős elvetésű normál vető. A szinszediment vető elvileg nem kizárt, sőt ez magyarázná az olisztolitok helyzetét, közeli forrását is. A szinszediment jellegnek azonban semmi bizonyítéka nincs (pl. északra vastagodó jura rétegsor, a rétegsorban felfelé enyhülő dőlések) és a többi, az olisztolitos szintet is elmozdítani látszó (tehát biztosan jura utáni) törés is igen hasonló jellegű. Ebben az esetben tehát véleményünk szerint egy kainozoos vetősorozatról van szó, olyan szerkezetről, mint amilyen a Kétágú-hegyet is határolja Kesztölc felé (NAGY 1969b).

A Kis-hegyet határoló vető a rátolódásos modell szerint (*9c* és *10c ábra*) elveti az áttolódást. Az elvetés mértéke igen kicsinek tűnik, és annak visszahúzása esetén is bőven marad kitöltendő tér, látszólag normál elvetés: vastagabb jura képződmények a déli, Dachsteini és esetleg minimális vastagságú, északra kiékelődő jura az északi tömbben. A törés oldalán mutatkozó jelentős vastagságkülönbségek problémáját megoldhatja, ha feltételezzük a vető jelentős vízszintes elvetésű (jobbos) összetevőjét. E feltételezést erősíti a terepen és a geofizikai szelvényeken azonosított Dachsteini Mészkő testek egymáshoz viszonyított elhelyezkedése, valamint a megfigyelt néhány vetőkarc eltolódásos jellege.

A középső-oxfordi mészkővel kapcsolatban az alábbiakat mondhatjuk el. A Dunántúli-középhegység egyéb területein a középső-oxfordiban a Pálihálási Mészkő, illetve a Lókúti Radiolarit képződése jellemző (VÖRÖS & GALÁCZ 1998). A kétágúhegyi középső-oxfordi mészkő kőzettani jellegei (pl. a kisebb agyagtartalom) és gyakran plasztiklasztos, áthalmozott jellege miatt jelentősen különbözik a típusos Pálihálási Mészkőtől. Mivel a képződmény a radiolarit alatt, a dogger bositrás mészkőre települ (KONDA 1988) (*5. ábra*), a CSÁSZÁR et al. (1998) által feltételezett, a radiolaritba közbetelepült mészkőpad jellegét el kell vetnünk, már csak azért is, mert a Lókúti Radiolarit itt felső-oxfordi–alsó-kimmeridgei korú. A MÁFI árkolásban egyébként nem találunk mészkő közbetelepülést, amelyet esetleg az általunk ettől kb. 20 méterrel nyugatra talált, foraminiferák alapján (csupán) oxfordinak mondható mészkővel azonosíthatnánk.

A kőzettípussal foglalkozó publikációkban (DOSZTÁLY 1987, 1988; KONDA 1988, FŐZY 1993) a képződményt nem sorolták be formációba. Minthogy a képződmény itt rétegtanilag a Lókúti Radiolarit alatt található, a Pálihálási Mészkő különleges kifejlődéseként való azonosítása nem lehetséges. A Gerecsében többfelé ismertek mészkőbreccsa közbetelepülések az ott idősebb és megegyező korú radiolaritban (CSÁSZÁR et al. 1998; DOSZTÁLY 1998). Véleményünk szerint a Kétágú-hegyen is hasonló képződménnyel állunk szemben, azzal az eltéréssel, hogy itt a radiolarit képződése az átülepített mészkő képződése után indult be, s nem korábban.

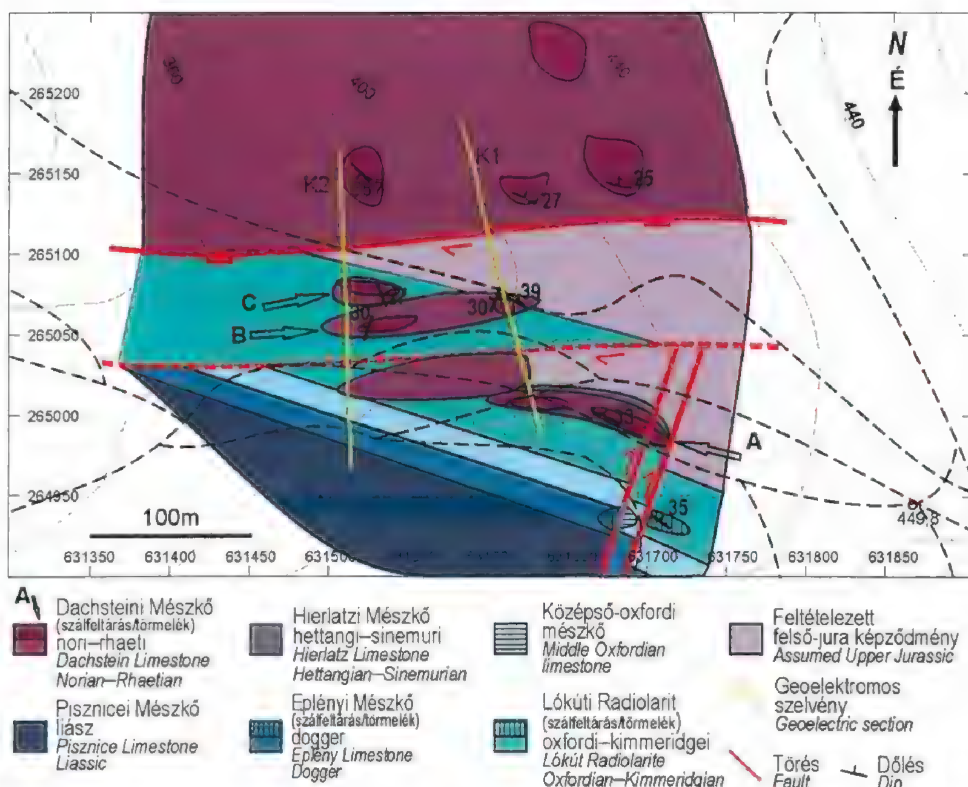
A Gerecsében elterjedt, FŐZY (1993) által – korjelző szereppel – középső-oxfordinak azonosított „oxfordi breccsa", mely a Lókúti Radiolarit fedőjeként, vagy abban, közbetelepülésként jelenik meg (DOSZTÁLY 1998), kora és áthalmozott jellege alapján jól azonosítható a kétágú-hegyi középső-oxfordi mészkővel. Így az e kőzetet alkotó mésziszap áthalmozása, DOSZTÁLY (1998) modelljével összhangban, egy középső-oxfordi, regionálisan (a Gerecse és a Pilis területén) érzékelhető gravitációs tömegmozgás hatására következhetett be. Megjegyzendő, hogy ez az áthalmozási esemény megelőzi a korábban említett, késő-oxfordi–kora-kimmeridgei (esetleg tithon?) feltételezett olisztolitképződést. Az áthalmozott anyag is jelentősen különbözik: az oxfordi breccsában mindenütt pelágikus fáciesű mészkő halmozódott át, míg a későbbi esemény során a Dachsteini Mészkő klasztjai jutottak erre a sorsra. Medencén belüli pelágikus anyag áthalmozásához nem föltétlenül kell tektonika (pl. túl vastagra halmozódó instabil anyag); mégis, e „breccsa"-szint ilyen nagy területi elterjedése és azonos kora arra utal, hogy a kiváltó ok feltehetően egyszeri, szerkezeti eredetű esemény volt.

A fedetlen földtani térképek diszkussziója

A földtani térképezés (*6. ábra*) és a geoelektromos szelvények értelmezése (*9–10. ábrák*) alapján, mind az olisztolitos, mind az áttolódásos modell szerint elkészítettük a terület tűzkőbreccsa előtti (tehát kréta vagy eocén előtti) képződményeit ábrázoló földtani térképét.

A két változat közös eleme a terület északi részén (Kis-hegy) elhelyezkedő Dachsteini Mészkő, valamint a déli részeken megjelenő, északias dőlésű jura sorozat. Ez vörös liász mészkővel (Pisznicei Mészkő) indul, amelyre dogger bositrás mészkő (Eplényi Mészkő) következik. A MÁFI kutatóárok vizsgálata alapján erre települ a középső-oxfordi ammoniteszes, plasztiklasztos mészkő, majd a felső-oxfordi–alsó-kimmeridgei agyagközös Lókúti Radiolarit.

Az olisztolitos modell szerint készült térképen (*11. ábra*) a déli részeken biztosan, a völgy tengelye közelében csak feltételezetten a radiolaritra következnek az áthalmozott, legnagyobb részben Dachsteini Mészkő olisztolitjai (A, B, C, D). A térkép középső részén – feltárás hiányában – csak feltételezzük a felső-jura képződmények meglétét.

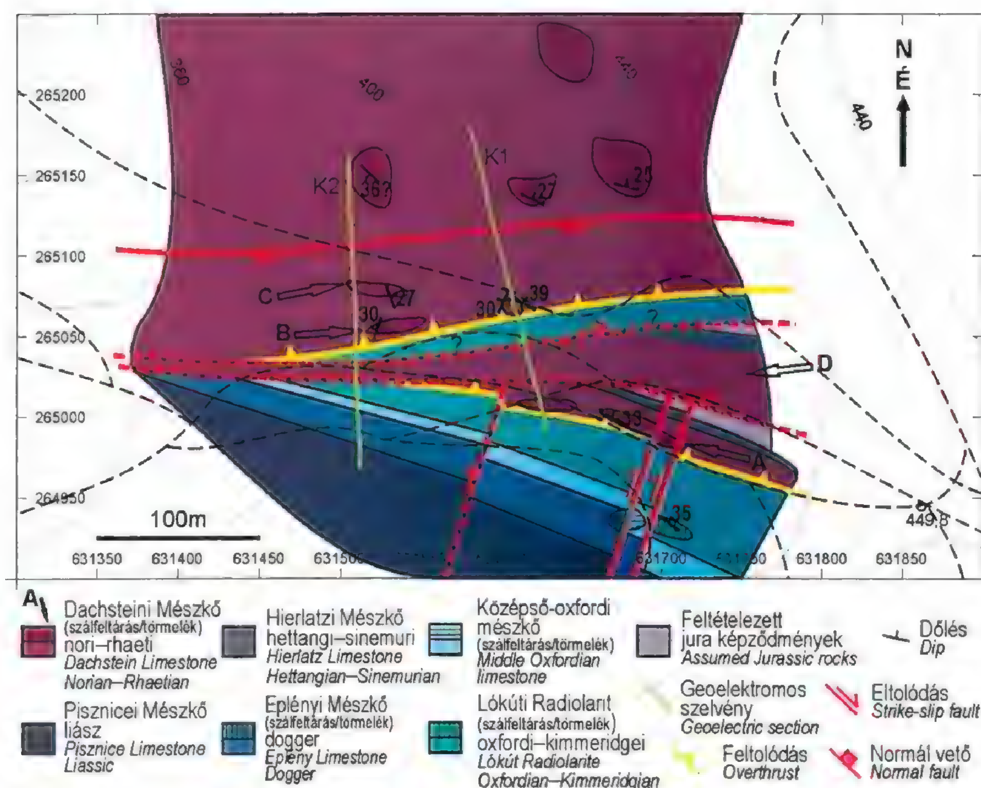


11. ábra. A kétágú-hegyi terület tűzkőbreccsa előtti (apti-albai vagy eocén előtti) képződményeinek földtani térképe, az olisztolitos modell alapján

Fig. 11 Geological map of the Kétágú Hill area showing formations older than chert breccia, according to the olistolithic model

A kelet–nyugati csapású törések ábrázolását egyrészt a völgy morfológiája, másrészt a geofizikai szelvények értelmezése indokolja. ÉÉK–DDNy-i csapású töréseket is ábrázoltunk. Ezek közül egy fel van tárva (a MÁFI kutatóárok mellett, valamint az ahhoz közeli A jelű Dachsteini Mészkőben). A kutatóároknál balos eltolódásra utaló karcokat találunk. Ennek ellentmond a triász testben megfigyelt, és a doggert a középső-oxfordi mészkőtől elválasztó vető térképi jellege, valamint a törmelékek térképezésének eredménye (*6. ábra*) is, amelyek alapján egyértelműen jobbos eltolódásról van szó. A balos karcokat egy másik szerkezeti fázishoz köthetjük, amelynek eredménye nem volt térképen ábrázolható mértékű elvetés.

A térképen egyes tömbök látszólag különböző rétegtani szintekbe települnek. Egyszeri áthalmozási eseménynél ez első látásra furcsának tűnik. Ugyan a Gerecsében több egymást követő szintben is vannak áthalmozott nagyobb klasztok (BÁRÁNY 2004), ezt az eshetőséget itt nem tudjuk igazolni, és nem is tartjuk valószínűnek. Mindazonáltal egy adott korban a medencébe csúszó képződmények is települhetnek látszólag eltérő szintekbe, hiszen ha a nagyméretű, kemény, litifikált tömbök laza iszapba esnek vagy azon csúsznak, abba belenyomódhatnak, azt feltúrhatják.



12. ábra. A Kétágú-hegyi terület tűzkőbreccsa előtti (apti-albai vagy eocén előtti) képződményeinek földtani térképe, a rátolódásos modell alapján

Fig. 12 Geological map of the Kétágú Hill area showing formations older than chert breccia, according to the overthrust model

Kiálló részeikre rendre fiatalabb rétegek transzgredálhatnak. Így a kapott kép véleményünk szerint nem mond ellent az olisztolitos modellnek.

Az áttolódásos modell alapján szerkesztett térképen (*12. ábra*) két tektonikai egységet különítettünk el. Az alsó egységet a jura sorozat alkotja. A térkép északi részén, valamint két sávban attól délre is a felső tektonikai egység, főként Dachsteini Mészkő található. A legdélebbi Dachsteini Mészkő testre sinemuri– pliensbachi (NAGY 1969a) Hierlatzi Mészkő települ, amelyet itt sikerült azonosítani, ettől északra azonban, feltárt kőzet híján, és a feltételezett kis vastagság miatt csak kis foltban ábrázoltuk.

A meghatározó szerkezeti elem a déli vergenciájú, lapos szögű rátolódás, mely egy, a rátolódás csapásával szinte megegyező irányú, jobbos eltolódási és vetőzóna által el van vetve. Az elvetés mértéke kérdéses. A Dachsteini Mészkő az eltolódásoktól délre (A) biztosan a radiolaritra tolódott, attól északra – egyéb adat híján – feltételezésen alapul a radiolaritra való rátolódás (B és C). Az eltolódási zónában szintén triászt (D) találunk. A K–Ny-i csapású törések jobbos eltolódási jellege a Dachsteini Mészkő tömbök és a feltolódás délnyugati kiékelődése geometriájából adódik. A törések ilyen értelmezése összhangban van SALÁNKI (1995) pilisi feszültségtér-elemzésével: K–Ny-i csapású, jobbos eltolódások az általa azonosított, posztoligocén KÉK–NyDNy-i tenziós, és a valószínűleg középső-miocén korú, kb. ÉÉK–DDNy-i kompressziós erőtérben is működhettek.

A Kis-hegy tömbjét dél felé határoló kelet–nyugati, valamint a jura sorozaton belüli ÉÉK–DDNy-i csapású törések értelmezése megegyezik az olisztolitos modellnél leírtakkal.

Összegzés

A Kétágú-hegyen átfogó térképezés NAGY (1969a, b) munkája óta nem folyt, KONDA (1988), DOSZTÁLY (1987, 1988) és FŐZY (1993) alapos sztratigráfiai vizsgálatai csupán egy kutatóárok által feltárt dogger–kimmeridgei rétegsorra terjedtek ki. A terület szerkezeti értelmezése erősen hiányos volt. Jelen munkában utóbbira tettünk kísérletet, sztratigráfiai vizsgálatokat csupán kiegészítő jelleggel végeztünk.

A területen két tektonikai esemény nyomait véljük felfedezni. Az első a középső-oxfordi, regionális hatású [a Gerecsében is észlelt (FŐZY 1993, DOSZTÁLY 1998)], a Kétágú-hegyen félig konszolidált üledékeket gravitációsan áthalmozó szerkezeti mozgás. A második esemény vagy (1) a késő-oxfordi–kora-kimmeridgei (esetleg tithon) olisztolitos áthalmozást előidéző mozgás, vagy (2) ami valószínűbb, a kimmeridgei–tithonban vagy a kora-krétában (esetleg később, az eocént megelőzően) működő, déli vergenciájú áttolódás volt. Bár ilyen irányú feltolódásokat a területen már korábban azonosítottak/feltételeztek (BALOGH 1961; NAGY 1969a, b), ezek meredek dőlésükkel nem magyarázhatják az általunk megfigyelt, elkülönült Dachsteini Mészkő testek réteg szerinti, jura feletti előfordulását.

Az olisztolitos modell jelentős topográfiai magaslatot, és mindenképpen közeli forrásterületet feltételez. E magaslat létrejöhetett akár normál vető, akár feltolódás, áttolódás vagy eltolódás révén. A rátolódásos modellben a feltételezett áttolódás mozgásának iránya déliesnek mondható. Az olisztolitos és rátolódásos megoldás között – jelenlegi ismereteink alapján – nem lehet egyértelműen dönteni, az áttoló-

dásos modell azonban – terepi vizsgálataink alapján – valószínűbbnek tűnik. Az áttolódás kora jelenleg igen tág időintervallumba (kimmeridgei–tithon–kréta, illetve kimmeridgei–tithon–eocén) szorítható. A terület szerkezeti fejlődése önmagában nem értékelhető megbízható módon. Éppen ezért az átfogó szerkezeti értékelést a Dunántúli-középhegységben több helyütt előforduló késő-jura–kora-kréta áthalmozott képződmények leírása után szeretnénk megejteni.

Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozunk CSÁSZÁR Gézának (MÁFI–ELTE), GALÁCZ Andrásnak, GÖRÖG Ágnesnek és SZTANÓ Orsolyának (ELTE) a szakmai konzultációkért, valamint HÁMORI Zoltánnak (Geomega) és FERLING Ákosnak a geofizikai mérések kivitelezéséért. Köszönjük FŐZY Istvánnak (MTM Föld- és Őslénytár), LANTOS Zoltánnak és FODOR Lászlónak (MÁFI) hasznos lektori észrevételeiket.

Munkánkat az OTKA T 043760 számú pályázata támogatta.

Irodalom – References

BAGOLYNÉ ÁRGYELÁN G. 1998: Törmelékes krómspinellek a gerecsei jura képződményekben. – *Földtani Közlöny* **128/2–3**, 321–360.

BALOGH K. 1961: A Buda-Pilisi-hegység triász képződményeinek problematikája. – Jelentés, MÁFI Adattár, 83 p.

BÁRÁNY, M. 2004: A jura–kréta határ gravitációsan átülepített képződményei az Északi-Gerecsében. – Diplomamunka, ELTE Általános és Történeti Földtani Tanszék, 74 p.

CSÁSZÁR G., GALÁCZ A. & VÖRÖS A. 1998: A gerecsei jura – fácieskérdések, alpi analógiák. – *Földtani Közlöny* **128/2–3**, 397–435.

CSONTOS L. 2000. A Bükk hegység mezozoós rétegtani újraértékelése. – *Földtani Közlöny* **130/1**, 95–131.

CSONTOS L., BÉRCZINÉ MAKK A., THIÉBAULT, F. 1991. Újabb Foraminifera leletek a Déli Bükkből. – *MÁFI Évi Jelentése* **1989**-*ről*, 383–410.

CSONTOS, L., VÖRÖS, A. & NAGYMAROSY, A. 1994: Ideas on the plate tectonic evolution of the Carpathian–Pannonian region. – In: LUKÁCS, B., BÉRCZI, SZ., TÖRÖK, K. (eds): Carpathian basin: Evolutionary stages, 16–26. KFKI, Budapest.

DEMÉNY, A., GATTER, I. & KÁZMÉR, M. 1997: The genesis of mesozoic red calcite dykes in the Transdanubian Range (Hungary): fluid inclusion thermometry and stable isotope compositions. – *Geologica Carpathica* **48/5**, 318–323.

DOSZTÁLY L. 1987: Felső jura radiolariák a Pilis-hegységi Öregszirtről. – Jelentés, MÁFI Adattár, 17 p.

DOSZTÁLY L. 1988: A Pilis hegységi Öregszirt radiolaritjának őslénytani vizsgálata. – *MÁFI Évi Jelentése* **1986**-*ról*, 229–239.

DOSZTÁLY L. 1998: Jura radiolaritok a Dunántúli-középhegységben. – *Földtani Közlöny* **127/2–3**, 273–295.

FOGARASI A. 1993: Egy tengeralatti lejtő elemző üledékföldtani és ciklussztratigráfiai vizsgálata a Gerecse hegységben. – Szakdolgozat, ELTE Általános és Történeti Földtani Tanszék, 74 p.

FŐZY, I. 1993: Upper Jurassic ammonite biostratigraphy in the Gerecse and Pilis Mts. (Transdanubian Central Range, Hungary). – *Földtani Közlöny* **123/4**, 441–464.

FÜLÖP J. 1958: A Gerecsehegység krétaidőszaki képződményei. – *Geologica Hungarica Series Geologica* **11**, 124 p.

FÜLÖP J. 1975: Tatai mezozóos alaphegységrögök. – *Geologica Hungarica Series Geologica* **16**, 225 p.

KONDA J. 1988: Jelentés a Pilis-hegységi jura radiolarit vizsgálatáról. – Jelentés, MÁFI Adattár, 15 p.

MINDSZENTY, A., D'ARGENIO, B. & BOGNÁR, L., 1986: Cretaceous bauxites of Austria and Hungary: lithology and paleotectonic implications. – *Travaux ICSOBA* **16**, 13–39.

NAGY G. 1969a: Magyarázó a dorogi medence földtani térképéhez, 10000-es sorozat, Kesztölc. – MÁFI, 50 p.

Nagy G. 1969b: A dorogi medence földtani térképe, 10000-es sorozat, Kesztölc. – MÁFI kiadvány
Palotai, M., Csontos, L., Dövényi, P. & Galácz, A. 2006: Az Eperkés-hegyi felső-jura képződmények áthalmozott tömbjei. – *Földtani Közlöny* **136/3**, (jelen kötet).
Salánki Z. 1995: A pilisi mezozoós pászta és a kapcsolódó tercier képződmények paleofeszültségtér vizsgálata. – Szakdolgozat, ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, 73 p.
Schafarzik F. 1884: Jelentés az 1883. év nyarán a Pilis-hegységben eszközölt földtani részletes felvételről. – *Földtani Közlöny* **14**, 91–114.
Sztanó, O. 1990: Submarine fan-channel conglomerate of Lower Cretaceous, Gerecse Mts., Hungary. – *Neues Jahrbuch. Geol. Paläont., Mh.* **7**, 431–446.
Sztanó O. & Báldi-Beke M. 1992: New data prove Late Aptian – Early Albian age of Köszörűkőbánya Conglomerate Member, Gerecse Mountains, Hungary. – *Annales Universitatis Scientiarum Budapestiensis de Rolando Eötvös Nominatae, sectio Geologica* **29**, 155–164.
Tari, G. 1994: Alpine Tectonics of the Pannonian Basin. – PhD Thesis, Rice University, Houston, 501 p.
Vigh Gy. 1913: Júratanulmányok a Magyar Középhegység északkeleti részéből. – Mindszent, 20 p.
Vörös, A. & Galácz, A. 1998: Jurassic paleogeography of the Transdanubian Central Range (Hungary). – *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* **104**, 69–84.

Kézirat beérkezett: 2005. 11. 03.

Földtani Közlöny 136/3, 369–398. (2006) Budapest

A vértesi felső-kréta (?) édesvízi mészkő és vöröskalcitér-előfordulások petrográfiai és geokémiai vizsgálata

Petrographic and geochemical studies on the Upper Cretaceous (?) travertine cone and red calcites (Vértes Mts., Hungary)

SIKLÓSY Zoltán[1,2] – DEMÉNY Attla[1] – SZABÓ Csaba[2] – KORPÁS László[3] – GÁLNÉ SÓLYMOS Kamilla[2]

(10 ábra, 2 táblázat, 4 tábla)

Tárgyszavak: édesvízi mészkő, kőzettan, stabilizotóp, magmás fluidum, felső-kréta (?)
Keywords: travertine, petrology, stable isotope, magmatic fluid, Upper Cretaceous (?)

Abstract

Carbonate cone and red calcite debris occurrences were found in the Vértes Mts. (Transdanubian Range, Hungary). Petrographic and geochemical studies of one well developed travertine cone and six calcite vein occurrences were carried out to determine the formation of the carbonates that can be clearly distinguished from the surrounding Triassic Main Dolomite.

The carbonate cone exhibits a special structure: vertically bedded carbonate characterize the middle part of the cone, whereas on the rims and along the slope the beddings' dipping is less steep: 10–30°. The carbonate itself has a typical travertine texture: the spring cone consists of massive, layered and porous calcite. The occurrence can be described as a travertine spring cone.

EMPA techniques was used to determine the composition of the accessory minerals. The carbonate consists of calcite but minor amount of xenomorphic zircon, xenotime and monazite were also identified enclosed in the calcite. According to the analyses, it can be concluded that these accessory minerals are related to deep-derived fluids that has no connection to the surrounding Mesozoic karst system.

Trace and rare earth elements (REE) analysis of bulk rock analysis, using neutron activation analysis (INAA), show that the spring cone is relatively enriched in LREEs particularly at the vent-facies. A positive U anomaly was also observed relative to the surrounding carbonates and other travertine deposits.

The measured $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ (24,5‰ and –8,5‰ respectively, as average of 50 samples) values are in agreement with those of the previously studied red calcite dikes widely occurring in the Transdanubian Range, but differs from the surrounding Triassic dolomite and from the Pleistocene travertines. A Late Cretaceous and pre-Middle Eocene age was suggested for the red calcite dykes on the Sümeg and Tatabánya occurrence, respectively. The isotopic range of the samples studied indicates that magmatic CO_2 played an important role during the carbonate formation. Magmatic fluids may be associated with lamprophyre dykes recognized in the area.

The measured $\delta^{18}O$ values of the studied carbonate cone suggest that approximately 10 °C temperature drop occurred along the flow direction from vent to rim.

On the base of the distribution of the $\delta^{13}C$ values (Fig. 5), we can distinguish concentric zones: from the vent facies the $\delta^{13}C$ values increase towards to the rim facies caused by CO_2 degassing. The low $\delta^{13}C$ values exclude the importance of dolomite mobilization as a cause of travertine formation.

[1]MTA Geokémiai Kutatóintézet, H-1112, Budapest Budaörsi út 45, siklosy@geochem.hu
[2]ELTE TTK, Kőzettani és Geokémiai Tanszék, H-1117 Budapest Pázmány Péter sétány 1/c
[3]Magyar Állami Földtani Intézet, H-1143 Budapest Stefánia út 14

Összefoglalás

Tanulmányunk a vértesi édesvízi mészkőkúp és vöröskalcittelér-előfordulások vizsgálatával foglalkozik. A jól kifejlett édesvízi mészkövön és kalcitér-előfordulásokon elvégzett kőzettani és geokémiai vizsgálataink célja a képződmények genetikájának meghatározása volt, amelynek alapján azok elkülöníthetővé váltak a környező triász Fődolomittól.

A mészkőkúp szerkezete különleges felépítéssel jellemezhető: a feltárás középvonalában függőleges rétegzés ismerhető fel, míg ez a peremi részeken fokozatosan a kúp palástjával egyező, kevésbé meredek dőléssel jelentkezik (10–30°). A mészkőkúp egy édesvízi mészkő előfordulásnak fogható fel, szövetét a travertínókra jellemző tömeges, laminált, ill. pórusos kalcit alkotja.

A pásztázó elektronmikroszkópos és elektronmikroszondás vizsgálattal a karbonát fő fázisát alkotó kalciton kívüli egyéb, járulékos ásványok azonosítása volt a célunk (kisebb mennyiségben cirkon, xenotim, monacit). A vizsgálatok megmutatták, hogy ezen ásványfázisok nem a környező mezozoos karsztrendszerből, hanem egy mélyebb gyökerű fluidumból származhatnak.

A neutronaktivációs elemzéssel a nyomelemek koncentrációjának és eloszlásának nyomon követése megmutatta, hogy a mészkőkúp esetében a könnyű ritkaföldfémek dúsulnak, kifejezetten annak kürtő fáciesének közelében. Pozitív urán anomália tapasztalható más édesvízi mészkövekhez és a képződményt környező karbonáthoz képest.

A mért oxigén- és szénizotópértékek (24,5‰, ill. –8,5‰, 50 minta átlagát tekintve) jó egyezést mutatnak a korábban tanulmányozott, a Dunántúli-középhegység számos részéről leírt vöröskalcittelérekkel, de különböznek a környező triász dolomittól és a Pleisztocén travertínóktól. A vöröskalcittelléreket késő-kréta korúnak írták le. A vizsgált képződmények izotópértékei alapján megállapítható, hogy azok képződéséhez magmás eredetű CO_2 járult. hozzá A magmás fluidumok a lamprofíros magmatizmushoz kapcsolhatóak.

A mészkőkúpon mért oxigénizotóp értékek alapján a karbonátot lerakó víz esetén mintegy 10 °C hőmérsékletcsökkenés feltételezhető a kürtő és a peremi fáciesek között.

A mért szénizotóp-összetételek alapján koncentrikus zónákat különíthetünk el: a kürtő fáciestől távolodva a peremek felé fokozatosan növekvő $\delta^{13}C$ értékek tapasztalhatóak a CO_2 kigázosodása folytán. Az alacsony $\delta^{13}C$ értékek kizárják a dolomit mobilizálódásának lehetőségét az édesvízi mészkő képződése közben.

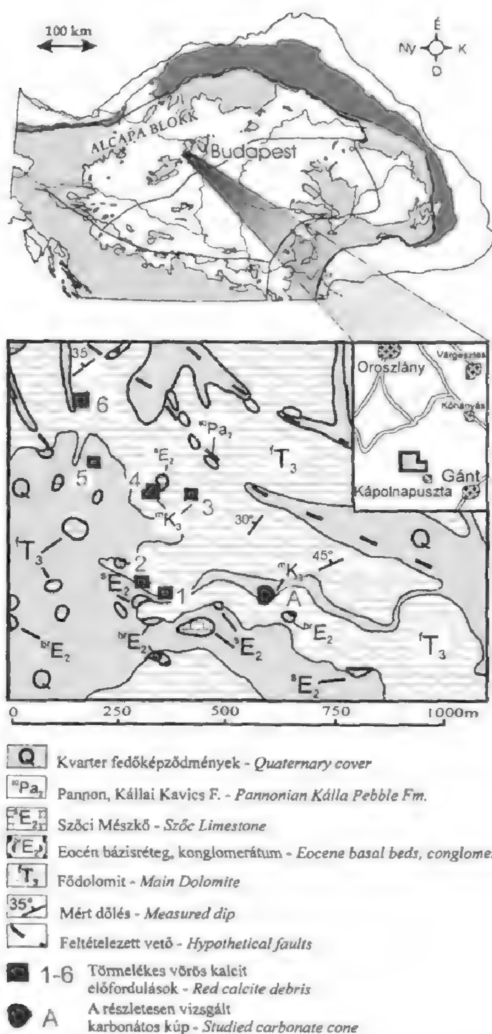
Bevezetés

A Magyar Állami Földtani Intézet által az elmúlt években végzett részletes földtani térképezés során a Vértes déli részének (Köves-völgy) felső-triász Fődolomitján sajátos, forráskúpra emlékeztető forma keltette fel a figyelmet (PEREGI & KORPÁS 2002). A szerzők a képződményt völgyoldali aszimmetrikus forráskúpként határozták meg, amelyet a késő-krétában lezajlott lamprofíros magmatizmussal hoztak kapcsolatba. A képződmény részletes petrográfiai vizsgálata alapján a forráskúp édesvízi mészkőként határozható meg (SIKLÓSY 2003). PEREGI & KORPÁS (2002) a forráskúpon kívül több, kisebb-nagyobb vöröskalcittelér-előfordulást is térképezett a Dél-Vértes területén (*1. ábra*). Felső-kréta (?) vöröskalcit-előfordulások ismertek a Dunántúli-középhegység más területéről: Sümegtől Tatabányán át Pilisjászfaluig, amelyek képződésében jelentős szerepet játszottak magmás eredetű fluidumok is (DEMÉNY et al. 1997). Ugyanilyen szövetű képződményeket, „dedolomitosodott" telérszerű kőzettesteket írt le TÓTH & T. GECSE (1981) néhány mesterbereki bauxitkutató fúrásból. A nagyegyházi bauxitszint, dolomitfanglomerátum és az eocén üledékek alatt települő, tektonikailag kontrollált „dedolomitot" az idézett szerzők hidrotermális eredetűnek tekintették és WEIN (1977) „cenomán–szenon közötti infragosau mediterrán fázisával" hozták kapcsolatba. A Tatabányai-medence keleti pereme Dachsteini Mészkövét harántoló hidrotermális vöröskalcittelérek tektonikai elemzését újabban KERCSMÁR (2004) végezte el, aki azok kialakulását

ÉNy–DK irányú, „kora-senon kompressziós erőtérben létrejövő hajlításos húzással" magyarázta.

Mindezek alapján felvetődött az újonnan térképezett, illetve a korábban leírt képződmények összehasonlító geokémiai vizsgálatának szükségessége. Célunk a Dél-Vértesben található vöröskalcittelérek, illetve a mészkőkúp képződési körülményének, genetikájának, valamint a képződésükhöz hozzájáruló egyéb geokémiai hatások szerepének tisztázása volt, annak eldöntése, hogy a képződmény valóban egy paleofelszínre ömlő vízből kicsapódott forráskúp-e. Jelen munka egy, édesvízi mészkőkúpként meghatározott előfordulással foglalkozik részletesebben annak nagy mérete, jó megtartása miatt. A képződmény a műszeres vizsgálatok tanúsága szerint jól elkülöníthető a hazai és nemzetközi szakirodalomból ismeretes fosszilis, vagy recens édesvízi mészkövektől.

A vöröskalcitokéval azonos hidrotermális rendszer alapján az édesvízi mészkő előfordulások kora késő-kréta, ami így nemcsak hazánkban, de nemzetközi viszonylatban (PENTECOST 1995; FORD & PEDLEY 1996) is egyedülálló. Ebben az esetben felmerül a kérdés, hogyan maradhatott fenn a képződmény napjainkig. Bár kétségtelen tény, hogy felső-jura– alsó-kréta, alsókréta és paleocén travertinókat a világ több helyéről is leírtak már (pl: Spanyolország: HERNÁNDEZ et al. 1998, USA, Utah: WOODS 2003 és Brazília: SANT'ANNA et al. 2003).



1. ábra. A dél-vértesi édesvízi forráskúp (A.), és vöröskalcittelér (1-6) -előfordulások (PEREGI & KORPÁS 2002; módosítva)

Fig. 1 Travertine cone (A.), and red calcite debris (1.-6.) occurrences, found in the South Vértes Mts. (Modified after PEREGI *&* KORPÁS *2002)*

Földtani háttér

A Vértes-hegység területének paleozoos aljzatára települő, mezozoos képződmények kialakulását a Tethys-óceán selfterületére tehetjük, a felső-ausztroalpi takarók és a Déli-Alpok kifejlődési területei közötti pozícióba (HAAS et al. 1995). A Dél-Vértes fő tömegét alkotó karni–nori Fődolomit Formáció a ladinban kialakult, karbonát-

platform fáciesű üledékképződés eredménye (HAAS 1988; BUDAI et al. 2005). A vizsgált területen térképezett mészkőkúp és vöröskalcit-előfordulások kizárólag a Fődolomittal érintkeznek, annak erodálódott felszínén bukkannak elő. A vizsgált képződmények környezetében megjelenik a Dachsteini Mészkő Formáció is.

A vizsgált képződmények környezetében jura üledékek nem találhatók, a Vértes egészének területén is csak kis vastagságban fordulnak elő (FÜLÖP et al. 1965; MAROS 1988), ill. hasadékkitöltő anyagként (Csókakő környéke, CSÁSZÁR & PEREGI 2001).

Vörös, durvakristályos, általában zónás megjelenésű kalcittelér előfordulások ismertek a Dunántúli-középhegység számos területéről, Sümegtől Tatabányán át Pilisjászfaluig. Közvetett bizonyítékok alapján WEIN (1977) a posztcenomán–presenon időszakba helyezi a telérek keletkezését. Sümegen a telérek Tatai Mészkő Formációt átszelik, a diszkordánsan települő rétegeket (Ugodi Mészkő Formáció) nem harántolják, viszont annak bázisán, a senon extraklasztos mészkőben megtalálhatók (HAAS et al. 1984). Tatabányán a középső-eocén karbonátok lefedik, azok vöröskalcit törmelék tartalma alapján a késő-lutetiai előtt keletkeztek (KERCSMÁR 2004). A Dunántúli-középhegység területén megtalálható vöröskalcitok szerkezetföldtani értelmezésének lehetőségét TARI (1995) veti fel, aki a lamprofír telérek és az azokkal kapcsolatban álló vöröskalcittelérek kialakulását a szenon üledékciklus előtti, NyÉNy–KDK-i, ill. ÉNy–DK-i irányokkal jellemezhető kompresszió lokális húzási irányaival hozza kapcsolatba. A lamprofíros-karbonatitos kőzetasszociáció keletkezése lemezen belüli alkáli magmatizmushoz köthető (SZABÓ et al. 1993), kezdődő riftesedéshez kapcsolódott. A tatabányai vöröskalcittelérek szerkezetföldtani vizsgálatát KERCSMÁR (2004) végezte el. FODOR et al. (2004) megállapította, hogy a vöröskalcittelérek csapásiránya merőleges a kialakulásukat eredményező felső-kréta kompressziós irányára. A sümegi vöröskalcit mintákon GATTER (1984) végzett folyadékzárvány-vizsgálatokat, amelyeket kiegészített DEMÉNY et al. (1997) a tatabányai és piliscsabai előfordulások mintáival. Megállapította, hogy a vöröskalcittelérek alacsony hőmérsékletű, alacsony szalinitású hidrotermális oldatokból váltak ki.

A késő-krétától egészen az eocénig, azon belül is a lutetiai elejéig szárazulati időszak uralta a Dunántúli-középhegységet. Az általunk vizsgált területen eocén képződmények kis foltokban találhatók, a középső-eocén korú bázisrétegek (breccsa és konglomerátum), illetve a szintén középső-eocén korú Szőci Mészkő jelennek meg (FODOR et al. 2004).

A Vértes területét az oligocén törmelékes üledékképződés elérte (GIDAI 1975). Az üledéksort többnyire édesvízi és elegyesvízi képződmények (Csatkai Formáció, Mányi Formáció, KORPÁS 1981) építik fel.

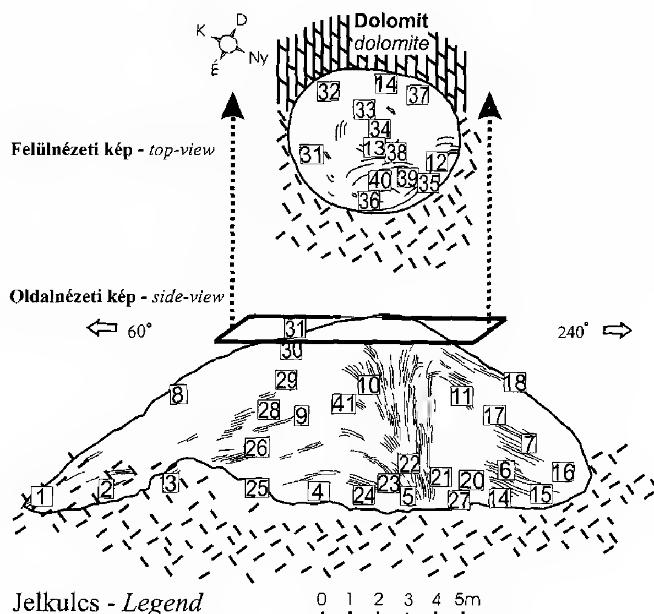
A Dunántúli-középhegység fő tömegének területén, néhány medencét kivéve, kiemelt helyzetéből eredően a pannóniaiig nem találjuk nyomát. Ez utóbbinak mindössze partközeli területen képződött tarka üledékeit találhatjuk néhány kis kibúvásban, ill. fúrásban (FODOR et al. 2004).

Az Alcapa blokkhoz tartozó Vértes hegység mai helyzetét jelentős laterális elmozdulások eredményeként foglalta el. Ezek a késő-eocén és az oligocén (pl. KÁZMÉR & KOVÁCS 1985; FODOR et al. 1992), vagy a kora-miocén során zajlottak le (TARI et al. 1992), amikor a Dunántúli-középhegységi-egységet is magába foglaló Alcapa a kompressziós alpi zónából keleti irányba kilökődött (CSONTOS et al. 1992).

Terepi megfigyelések
(a dél-vértesi mészkőkúp és vöröskalcittelér-előfordulások)

PEREGI & KORPÁS (2002) 7 kisebb foltban térképezett vörös megjelenésű karbonát-előfordulásokat. Az előfordulások zöme telér (1–6. feltárás, *1. ábra*), ugyanakkor a Köves-völgy déli oldalában található feltárás jó megtartású szálfeltárás (A jelű feltárás, *1. ábra*), amely e közlemény tárgya. Mindegyik kibukkanást Fődolomit, vagy annak törmeléke övezi.

A forráskúpként (PEREGI & KORPÁS 2002), ill. édesvízi mészkőként (SIKLÓSY 2003) meghatározott szálfeltárás 22 méter hosszan nyomozható, magassága 7 méter (*2. ábra*). A kúp völgyoldallal ellentétes oldalával mintegy ráül a domboldalra, amit a Fődolomit épít fel. A kibúvás környezetét a dolomit és a kúp sűrű, helyben maradt törmeléke fedi. A kúp alakú kibúvás a völgy felé mutatja a leghosszabb kiterjedését, amelynek csapása 60°–240° (KÉK–NyDNy). A szelvény középvonalában, ill. attól kissé Ny-ra eső területen jól kivehető a csaknem függőleges rétegzés, amely a kúp szárnyain fokozatosan, de mégis gyors váltással a kúp palástjával egyező laminációba hajlik át, jellegzetes „fűzfa-szerkezetet" formálván. A feltárás ÉK-i részén ez az áthajlás enyhébb és laposabb látszólagos dőlésekkel (10–30°) jellemezhető, míg a DNy-i részén hirtelen meredekebb dőléssel (30–50°) jelentkezik. A kúp tetején egy lapos plató formájában bukkan ki az ellipszis metszetű vizsgált képződmény, amelynek hossztengelye a feltárás csapásával azonos irányú (60°–240°). Az ellipszis alapú kibúvás központjában egy koncentrikus szerkezetet



2. ábra. A dél-vértesi édesvízi forráskúp (Köves-völgy) szelvénye (oldalnézet és kürtőjének felülnézeti rajza)

Fig. 2 The structure of the travertine cone (Köves-valley), side and top-view

alkotó lamináció észlelhető. A peremi részeken a karbonát laminációja a kúppalást irányába dől. A dolomit dőlése ÉNy/20–40° (PEREGI & KORPÁS 2002).

Vizsgálati módszerek

Mintaelőkészítés

A minta előkészítésekor különös figyelmet fordítottunk a csiszolás közben fellépő szennyeződések elkerülésére, hiszen – mint a későbbiekben bemutatjuk – az akcesszórikus ásványok mérete átlagosan az 5–10 μm tartományba esett. A karbonátok csiszoláshoz és a vékonycsiszolatok polírozásához szilícium-karbidot, ill. gyémántpasztát használtunk, mivel azok a vizsgálandó felületeket nem szennyezik. A mintákra tapadt esetleges szennyeződéseket ultrahangos tisztítóval távolítottuk el. A minták porítását achátmozsarakban végeztük.

Elektronmikroszondás elemzés

A módszer segítségével a vizsgált képződményben előforduló ásványok és az akcesszóriák azonosítása, és főelem összetételének meghatározása történt, ill. a kalcit ritkaföldfém-, és egyéb nyomelem (Fe, Ti és Ba)-tartalmának ásványhordozóit vizsgáltuk meg.

A kiválasztott, műgyantába ágyazott mintadarabokból mindkét oldalán polírozott 50–70 mikron vastagságú csiszolatok készültek. A vizsgálatokat EDAX PV 9800 energiadiszperzív röntgenspektrométerrel (EDS) felszerelt AMRAY 1830 I/T6 típusú pásztázó elektronmikroszkóppal végeztük (20 keV gyorsító feszültséggel, 1–2 nA mintaáram mellett). A spektrumok mennyiségi kiértékelése a készülék standardmentes műszerprogramjával készült, amely magába foglalja a mátrixhatást kiküszöbölő ZAF-korrekciót is.

Neutronaktivációs elemzés

A módszerrel a porított átlagmintákban (mintaszám=24 db) mértük a ritkaföldfémek, az urán, a tórium, és a módszerrel kimutatható egyéb nyomelemek koncentrációját, [termikus neutronfluxus: $\sim 2\times10^{12}$ n/(cm$^2\times$s), besugárzási idő: 28 800 s, reaktor-teljesítmény: 100 kW, hűtési idő: ~ 1 hét, 75 cm^3-es HPGe detektor, Canberra gyártmányú analizátor, Sampo 90 kiértékelő program]. A mérési eljárás standardizálására Au-komparátor módszert alkalmaztak (MOLNÁR et al. 1992). A mérések a Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem Nukleáris Technikai Intézetében működő oktatóreaktor nagylaboratóriumban készültek.

Stabilizotóp-geokémiai vizsgálatok

A mészkőkúp és a többi, vöröskalcit-előfordulás szén- és oxigénizotóp-geokémiai vizsgálatát végeztük el annak érdekében, hogy a karbonát, ill. az azt létrehozó fluidum, és az abban oldott CO_2 eredetét meghatározzuk. A vizsgálatokra az MTA

Geokémiai Kutatóintézetében került sor, Finnigan MAT delta S tömegspektrométer segítségével. A karbonátminták feltárása porítás után vízmentes H_3PO_4-ban történt (MCCREA 1950). A vákuumdesztillálással tisztított CO_2 gázt mintapalackokba fagyasztottuk, majd tömegspektrométer segítségével mértük a ^{13}C és ^{12}C, ill. ^{18}O és ^{16}O izotópok arányát. Az adatokat a hagyományos $\delta^{13}C$ és $\delta^{18}O$ értékekben, a V-PDB-hez ($\delta^{13}C$), ill. V-SMOW-hez $\delta^{18}O$ viszonyítva adtuk meg {d=(R_{minta}/ $R_{standard}$-$_1$)x1000), ahol R a vizsgált ^{13}C és ^{12}C, ill. ^{18}O és ^{16}O aránya}, ‰ értékben kifejezve. Az adatok reprodukálhatósága jobb, mint 0,2‰. A frakcionációs tényező (α) fogalma az „A" és „B" vizsgált fázisok izotóparányainak hányadosa $\alpha_{(A\ B)} = R_A/R_B$, ahol R az $^{18}O/^{16}O$ izotóparány.

Eredmények

Petrográfiai vizsgálatok

A részletes vizsgálatokra kiválasztott mészkőkúp világosbarna, vagy vörösesbarna karbonátlaminákból áll, amelyekben a porózusabb rétegek kiterjedt zónákat alkotnak (*I. tábla, 1.*). A feltárás szelvényében (*1. ábra*: A jelű feltárás) a képződmény a petrográfiai vizsgálatok alapján két jellemző zónára osztható:

1.) Nyúlt, tűs kifejlődésű kristályos kalcitváltozatból és durvakristályos (*I. tábla, 2.*), romboéderes, vöröskalcitból álló zónák alkotják a feltárás központi részét (*I. tábla és 2. ábra*), a kristályméret 100–500 μm között változik. A mikroszkópos vizsgálatok alapján az elsődleges kalcitok vörösbarna színűek, gyakran fekete színű, tűs kalcitkristály kezdeményt tartalmaznak (*I. tábla, 3.*). A szemcsehatárok általában hajlítottak. Gyakoriak a szinszediment oldódás nyomai, valamint a Fe-oxiddal bekérgezett eróziós felszínek (*I. tábla, 4*). Egyes esetekben mikrokarszt-típusú, laminációval párhuzamos pórusokat és mikroüregeket mikrit, ill. víztiszta kalcit tölt ki (*I. tábla, 4*). A szétágazó kalcitkristályokban, a növekedési iránnyal párhuzamosan üregsorok húzódnak. A kőzet üregeit áttetsző karbonát tölti ki, sokszor korábbi, visszaoldott kalcitra ránőve, azzal azonos optikai orientációban. Vékony, utólagos víztiszta kalciterek is megfigyelhetők a karbonátok belsejében.

2.) A feltárás peremi területeiről gyűjtött mintákban a durvakristályos központi résszel szemben határozott, szintekhez köthető vas-pigmentet tartalmazó vörös, mikrites zónák váltakoznak tisztább, kristályosabb kalcittal (*II. tábla, 1, 2.*), vagy porózus szerkezetű, de tömeges (finomszemcsés), laminált karbonáttal. A kalcitkristályok mérete a központi részéből gyűjtött karbonátok kristályméreténél kisebb. A szintekhez kötött pórusok általában a növekedési iránnyal párhuzamosan megnyúltak, a sűrű lamináció ritmusa eléri a 20 zóna/mm-t. Egyes esetekben a laminált szövetű kalcit breccsásodott (a törmelékek mérete max. 100 μm) szintet képez, amire eróziós, vagy szögdiszkordanciával települ a következő lamina.

Mind a mikrites, mind a pátos zónában látható a növekedési iránnyal párhuzamosan lefutó, hajladozó vonalhálózat, amelyek csőszerű rajzolatot mutatnak (*II. tábla, 3.*). A kalcit szerkezetét átjáró, váltakozó mélységben haladó, maximálisan 0,5 cm hosszúságot elérő, néhány mikron szélességű csatornák nem köthetők kristályszerkezetileg meghatározott irányokhoz, bár a növekedési iránnyal

megközelítően párhozamosak (*II. tábla, 4.*). Jelenlétük nem köthető a feltárás központi, vagy peremi részéhez sem.

Az egyéb, dél-vértesi vöröskalcittelér előfordulásal változatos szöveti képet mutatnak. A vöröskalcit-előfordulások egy csoportja durvakristályos (*1. ábra, pl. 5.*, 6. feltárás, *III. tábla, 1.*), vagy hosszú, nyúlt kristályok alkotják a szövetét (*1. ábra*, 2. feltárás, *III. tábla, 2.*), míg más előfordulást finomkristályos, vörösbarna kalcit épít fel. A kristályok átlagos mérete meghaladja az 1 mm-t, a durvakristályos kalcitok esetében pedig eléri a 2 cm-t is. Elszórtan laminált szövetű karbonáttöredékek is előfordulnak (*1. ábra, 1.*, 3. feltárás), amelyekben az egyes laminákat sugarasan szétseprűződő, vagy pátos kalcitok alkotják (*III. tábla, 3.*). Ezen kristályok mérete meghaladja az 1 mm-t. Némely zónában a kristályok kevésbé nyúltak, inkább zónás táblákat alkotnak. A mészkőkúp több pontjáról leírt hajladozó, a karbonát szövetét átjáró szerkezetek a telér-előfordulásokban csak elvétve fedezhetők fel (*III. tábla, 4.*).

Elektonmikroszondás vizsgálatok

Az elektronmikroszondás vizsgálatokkal a képződményt alkotó kalcit mellett a leggyakoribb a Fe-oxid ásványfázis. Ezek egy része hasadékkitöltő, másodlagos ásványkiválás, másfelől átlagosan 20–30 μm átmérőjű, szabályos gömb alakú ásványfázis (*IV. tábla, 1.*). A mintákban nagyobb gyakorisággal megtalálható a könnyű ritkaföldfémekben gazdag monacit, és a nehéz ritkaföldfémekben gazdag xenotim. Előbbi általában izometrikus, néha kissé nyúlt, vagy táblás (*IV. tábla, 2–3.*), mérete néhány μm-től 18 μm-ig terjed. Sokszor csak töredékként, illetve repedésben elhelyezkedve látható. Esetenként U- és Th-tartalma is jelentős. A xenotim alakja

1. táblázat. A dél-vértesi édesvízi mészkövön, a budakalászi édesvízi mészkövön, valamint a Dunántúli- neutron aktivá-

Table 1 Results of neutron activation analyses from the studied carbonate cone (South-Vértes), Budakalász travertine, Tatabánya) for

	Hibaszázalék *error (%)*	Karbonátos kúp (Dél-Vértes) *Carbonate cone (South-Vértes)* központi zóna *vent facies*	peremi zóna *rim facies*		Budakalász travertínó *Budakalász travertine* I.	II.	Vörös-kalcit telér előfordulások (Dél-Vértes) *Red calcite veins (South-Vértes)* 1	2	3	4	5	6
Fe	8-10%	564,44	577,60	Fe	299	193	556	155	934	420	1481	1160
Na	5-13%	27,55	29,55	Na	192,10	n d	22,25	32,70	n.d.	37,24	4,57	23,46
Co	21%	0,21	0,26	Co	n.d.	0,12	0,22	n.d	0,90	0,33	0,74	0,51
Zn	18%	5,26	8,08	Zn	n.d.	2,46	6,52	n.d.	11,56	5,92	1,94	n.d.
Cr	8-16%	2,12	2,32	Cr	n.d.	0,24	2,22	n.d.	7,93	2,21	5,88	3,11
Sc	2-12%	0,25	0,49	Sc	0,10	0,06	0,51	0,12	1,13	0,53	0,77	0,62
As	3-10%	0,99	1,41	As	0,35	n.d.	0,77	n.d.	3,44	1,40	0,90	n.d.
Sb	5-11%	0,08	0,10	Sb	0,05	n.d.	0,18	n.d.	0,18	n.d.	0,20	n.d.
Br	n.d.	n.d.	n.d.	Br	1,28	1,35	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n d	n.d.
Cs	2%	n.d.	0,08	Cs	0,39	0,13	n d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,35	n.d.
Rb	25%	n d.	n.d.	Rb	n.d.	n.d.	n.d.	n.d	n.d.	n.d	5,77	n.d.
Ba	27%	30,91	n.d.	Ba	41,42	26,85	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
La	1-7%	0,51	3,98	La	0,17	0,09	1,64	2,58	6,16	0,67	2,96	1,79
Ce	7-12%	2,16	2,08	Ce	0,00	0,22	1,69	0,51	6,18	1,01	5,57	3,52
Nd	10-20%	n.d.	n.d.	Nd	n d.	n.d	n d.	1,97	6,34	n.d.	n.d.	n.d.
Sm	1,5-3%	0,39	0,67	Sm	0,04	0,01	0,42	0,36	1,25	0,28	0,70	0,42
Eu	10-23%	0,02	0,12	Eu	n.d.	n.d.	0,07	0,05	0,28	n.d.	0,16	n.d.
Tb	18-22%	n d.	n.d.	Tb	n.d.	n.d.	n d	n.d.	0,15	n.d.	0,92	n d.
Yb	5-17%	0,15	0,18	Yb	n d	n d.	0,12	0,08	0,36	n.d.	0,21	0,17
Lu	8-11%	n.d.	n.d.	Lu	n.d	n.d	n.d.	n.d.	0,04	n.d.	0,34	0,02
Hf	9-11%	n.d.	0,15	Hf	n d	n.d	n d	n.d	0,24	n.d.	0,33	n d.
Th	5-15%	0,20	0,18	Th	n.d.	0,02	0,16	n.d.	0,63	0,12	0,66	0,42
U	2-6%	2,90	0,91	U	n.d.	n.d.	0,87	0,38	0,41	1,36	0,27	0,70

változatos, mennyisége a monacitnál kevesebb. Kristályainak mérete általában kisebb (2–5 μm), mint a monacitoké. Izometrikus, zömök formái a kalcitkristályok között találhatóak. Ezekre az ásványfázisokra zónásság, vagy egyéb kémiai inhomogenitás nem jellemző. A vizsgált minták kevés, repedezett, kissé megnyúlt cirkon szemcsét tartalmaznak. Méretük 5–60 μm között változik, a kalcitba ágyazódva találhatók (*IV. tábla, 4.*).

Járulékos ásványként vas-szulfid, ilmenit, rutil, barit összetételű fázisok is kimutathatók.

Nyomelem vizsgálatok

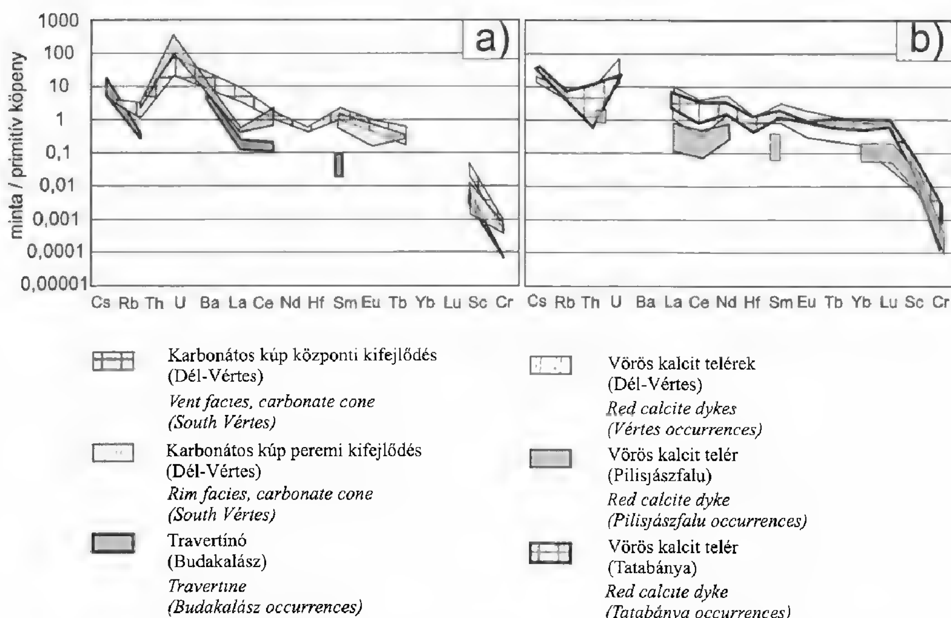
A neutronaktivációs elemzés segítségével meghatároztuk a feltérképezett dél-vértesi karbonát-előfordulások petrográfiai vizsgálatok alapján elkülönített kifejlődéseinek nyomelem koncentrációját (*1. táblázat*) és annak eloszlását (*3. ábra*). Elvégeztük továbbá néhány – DEMÉNY et al. (1997) által stabilizotóp-geokémiai szempontból már korábban vizsgált – tatabányai és pilisjászfalui vöröskalcittelér, valamint a budakalászi pleisztocén édesvízi mészkő KELE et al. (2003) által tanulmányozott szelvényének nyomelem vizsgálatát is, annak érdekében, hogy adataink összevethetővé váljanak a kőzettani vizsgálatok alapján hasonló szövetű és genetikájú képződményekkel.

Ennek alapján ábrázoljuk a i) mészkőkúp központi és peremi részéből gyűjtött minták, valamint az ismert genetikájú budakalászi édesvízi mészkő (*3. ábra, a*); ii) a dél-vértesi vöröskalcit-előfordulások és a Dunántúli-középhegység vöröskalcit-telérek nyomelem koncentrációját (*3. ábra, b*). A koncentrációértékek általában alacsonyak, gyakran a kimutatási határ alatt vannak. A primitiv köpenyre normált értékeket (MCDONOUGH & SUN 1995) az elemek inkompatibilitás sorrendje szerint rendezve megállapítható, hogy a leginkább inkompatibilis elemek (pl. Cs, Rb, Th, U, Ba, La) dúsulnak a vizsgált képződményben és a többi vöröskalcitban. Szembetűnő különbség van ugyanakkor az U esetében: a mintáinkban a többi elemhez képest pozitív anomália mutatkozik, ellenben a budakalászi travertínóban a koncentrációja a kimutatási határ alatt

zéphegység vöröskalcittelérein mért elemkoncentrációk (ppm-ben kifejezve, ıs analízis)

' calcite debris (South Vértes) and from Transdanubian Range (Pilisjászfalu, nparison given in ppm

Pilisjászfalu *Pilisjászfalu*				Tatabánya *Tatabánya*		Tatabánya (Keselő-hegy) *Tatabánya (Keselő-mt.)*				
\I\1	P\II\1	P\III\1	P\III\2	Csákánypuszta		T\I\1	T\I\2	T\I\3	T\II\1	T\II\2
48	747	219	82	Fe	195	n.d.	724	132	1850	525
',00	34,26	n.d.	26,53	Na	n.d	38,76	n.d	14,28	n d.	n.d.
.d.	0,29	0,08	0,03	Co	0,05	n d.	0,21	n.d	0,70	n.d.
.d	n d.	6,86	7,48	Zn	7,13	n d.	8,97	4,40	11,62	16,00
.d.	2,80	0,70	0,21	Cr	0,40	n.d.	2,31	0,23	5,46	n.d
,64	1,44	0,34	0,09	Sc	0 20	0,34	0,70	0,30	0,91	0,70
68	n d.	n.d	n.d	As	n.d	n.d.	n.d.	n.d.	1,61	n.d
,06	n d.	n.d.	0,01	Sb	n.d.	n.d.	0,04	n.d.	0,16	n.d.
.d	0,76	n d	n.d.	Br	n d	n.d.	n d.	n d	0,62	n.d
.d	n d	n d	n.d	Cs	n d	n d	n.d.	n d	0,52	n.d.
.d.	n.d.	n.d.	n.d.	Rb	n d	n.d.	n.d	n d.	2,81	n.d.
.d	n d	n d.	n d	Ba	n d	n d.	n.d	n d	n d.	n.d
21	2,45	0,43	0,07	La	0,26	0,40	2,20	1,28	3,32	1,85
.d.	3,59	0,64	0,12	Ce	0,45	n d.	2,80	1,07	4,48	1,97
.d	n d	0,79	0,32	Nd	n d	n d.	3,10	1,64	3,23	n.d.
44	0,81	0,11	0,03	Sm	0,07	0,12	0,57	0,29	0,62	0,41
.d.	n.d.	n.d.	n.d	Eu	n d.	n.d.	n d.	n.d	0,11	n.d
d	n.d.	n d	n d	Tb	n d	n.d.	0,09	0,05	n d	n.d.
18	0,32	0,08	0,02	Yb	0,06	0,05	0,32	0,18	0,31	0,27
02	0,04	0,01	0,00	Lu	0,01	n d.	0,05	0,03	0,05	0,04
d.	n d.	n.d.	n.d.	Hf	n d.	n.d.	0,11	n.d.	0,27	n.d.
29	0,46	0,08	0,11	Th	0,05	n.d.	0,23	0,04	0,62	0,21
d	n d	n.d	n d	U	0,13	0,53	n.d.	n.d.	0,31	n.d.



3. ábra. a) A mészkőkúp központi és peremi részéből származó mintáinak, valamint a budakalászi édesvízi mészkő előfordulás mintáinak primitív köpenyre normalizált nyomelem-eloszlásása. b) A Dunántúli-középhegységből származó, valamint a dél-vértesi vörös kalcit előfordulások primitív köpenyre normalizált nyomelem-eloszlásai

Fig. 3 a) Comparison of primitive mantle normalized REE and trace elements plots for the vent and rim facies of the carbonate cone and Budakalász travertine. b) Primitive mantle normalized REE and trace elements plots of red calcite occurrences from the Transdanubian Range and S.Vértes Mts.

marad. A normalizált nyomelem és ritkaföldfém-spektrum alapján látható, hogy, a képződmény központi zónájában a La értéke meghaladja a peremi zónáiból gyűjtött karbonátok értékét, miközben a Ce-értékek megközelítően azonosak (*3. ábra, a*).

Adatainkat a budakalászi édesvízi mészkő nyomelemeloszlásával összevetve megállapíthatjuk, hogy a tömeges, pleisztocén travertínó értékeinél legalább egy, de gyakran két nagyságrenddel nagyobb normalizált értékek mérhetők a vöröskalcit-előfordulásokban. Az egyéb dél-vértesi vöröskalcitok normalizált nyomelem koncentráció értékei a tatabányai telérekből gyűjtött minták elemeloszlásával mutat jó átfedést, a pilisjászfalui minták értékeit meghaladva (*3. ábra, b*).

Stabilizotóp-geokémiai vizsgálatok

A mért szén- és oxigénizotóp adatokat a *2. táblázat* mutatja. A mérési eredményeinket összevetettük a budakalászi, az egeszalóki, az Angel Terrace-i, a Bridgeporti (USA) és a Rapolano Terme-i (Olaszország) édesvízi mészkő karbonátjain (Guo et al. 1996; Fouke et al. 2000; Kele et al. 2003), a korábban leírt vöröskalcittteléreken (Demény et al. 1997), a vizsgált képződményeket környező üledékes kőzeteken mért izotóparányokkal (Haas & Demény 2002), valamint magmás eredetű

2. táblázat. A Dél-Vértesben feltérképezett mészkőkúp és vörös kalcit tömelék előfordulások szén- és oxigénizotóp-értékei ‰-ben kifejezve.
Table 2. Measured $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ values of the studied carbonate cone (South-Vértes) and red calcite debris

Mészkőkúp - *carbonate cone*

minta	$\delta^{18}O$ (V-SMOW)	$\delta^{13}C$ (V-PDB)
1	25,3	-6,2
2	24,6	-7,5
3	24,3	-8,8
4	24,0	-10,6
5	24,3	-9,7
6	24,1	-10,3
7	24,3	-7,7
8	24,8	-8,3
9	24,1	-10,3
10	24,2	-9,5
11	24,1	-9,4
12	24,3	-8,6
13	24,3	-8,3
14	25,2	-9,3
15	24,9	-8,6
16	24,2	-8,2
17	24,6	-9,4
18	25,0	-7,3
19	24,2	-9,6
20	24,9	-9,7
21	24,7	-8,4
22	24,6	-9,8
23	25,5	-5,8
24	24,6	-10,4
25	25,0	-9,0
26	24,5	-9,7
27	25,2	-7,9
28	23,2	-9,4
29	24,5	-8,5
30	24,1	-9,1
31	24,1	-8,4
32	24,3	-7,5
33	24,1	-7,6
34	24,9	-8,2
35	25,0	-8,1
36	24,5	-8,0
37	24,1	-8,5
38	24,6	-7,6
39	24,5	-8,8
40	24,4	-8,6
41	24,2	-8,6

Vörös kalcit telérek (1-6 feltárások)
Red calcite veins (1-6 outcrop)

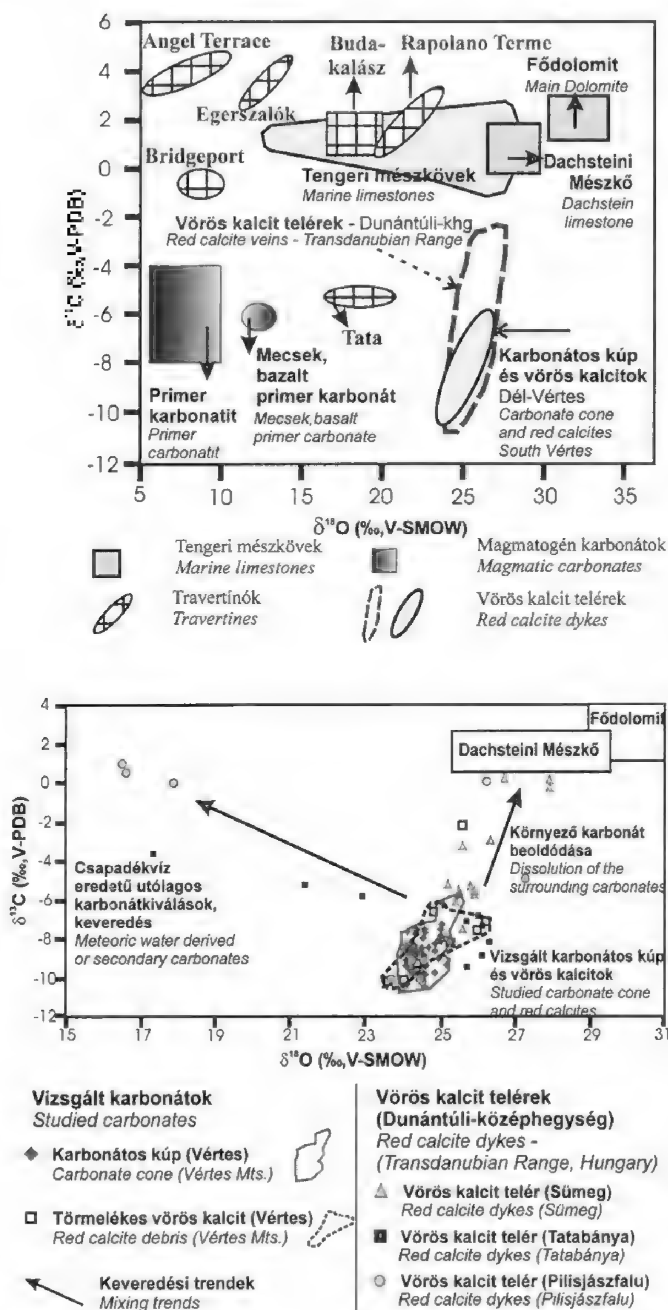
1/1	24,0	-10,1
2/1B	23,6	-10,1
2/2	24,8	-6,6
3/1	24,4	-9,2
4/1	24,5	-9,1
5/1	25,6	-2,2
5/2	25,2	-8,2
6/1	26,1	-7,3
6/2	26,2	-7,1

primer karbonátok adataival (TAYLOR et al. 1967, DEMÉNY & HARANGI 1996). Szembetűnő, hogy amíg a tengeri üledékes karbonátok szén- és oxigénizotóp értékei széles mezőt ölelnek fel (*4. ábra*), addig a mészkőkúp és a vöröskalcittelérek értékei egy jól körülhatárolható területre esnek. A $\delta^{13}C$ értékeit tekintve a dél-vértesi feltárások esetében a mért adatok –10,6‰-től –2,2‰-ig változnak (átlag=–8,5‰, szórás =0,43 {1σ}; n=41 mintaszám), a $\delta^{18}O$-értékek 23,2‰-től 26,2‰-ig egy szűkebb tartományba esnek (átlag =24,6‰, szórás=1,05 {1σ} n=41).

A stabilis szén-, és oxigénizotóp arányok alapján a különböző eredetű karbonátok jól elkülöníthetők egymástól. Az üledékes karbonátok szén- és oxigénizotóp értéke a primer, magmás eredetű karbonátokénál nagyobb (*4. ábra*). A petrográfiai hasonlóságok miatt adatainkat összehasonlítottuk a korábban már vizsgált (DEMÉNY et al. 1997) sümegi, tatabányai és pilisjászfalui vöröskalcit-telérekkel is. Megállapítható, hogy a primer, utólagos átalakulást nem szenvedett, illetve a környező üledékes kőzetekkel kölcsönhatásba nem került dél-vértesi vöröskalcittelérek és a mészkőkúp szén- és oxigénizotóp arányaikat tekintve azonos tartományba esnek (*5. ábra*), a $\delta^{13}C$ értékeit tekintve más, magmás eredetű karbonátokkal mutatnak hasonló értéket (*4. ábra*). Mérési eredményeinket összevetettük néhány ismert édesvízi mészkő előfordulás (GUO et al. 1996; HERTELENDI & SVINGOR 1996; FOUKE et al. 2000; KELE et al. 2003) stabilizotóp-geokémiai adataival is. Mind a hazai, mind a külföldi recens és fosszilis édesvízi mészkövek oxigén- és szénizotóp-összetétele jól elkülönül a dél-vértesi karbonátok izotóparányaitól (*4. ábra*).

A részletesen vizsgált mészkőkúpon mért oxigénizotóp adatok két szélső értéke ($\delta^{18}O$ =23,2‰-tól 25,5‰-ig) közötti különbség: 2,2‰. Ez a különbség kisebb a szénizotóp-értékekben fennálló különbségnél ($\delta^{13}C$= –10,6‰-tól –5,8‰-ig, különbség: 4,8‰). A kürtő peremi része felé haladva a szénizotóp-értékekben növekvő trend ismerhető fel.

A dél-vértesi mészkőkúpon mért szénizotóp-értékekből eloszlástérképet szerkesztettünk a karbonátot létrehozó fluidum tér és/vagy időbeli fejlődésének



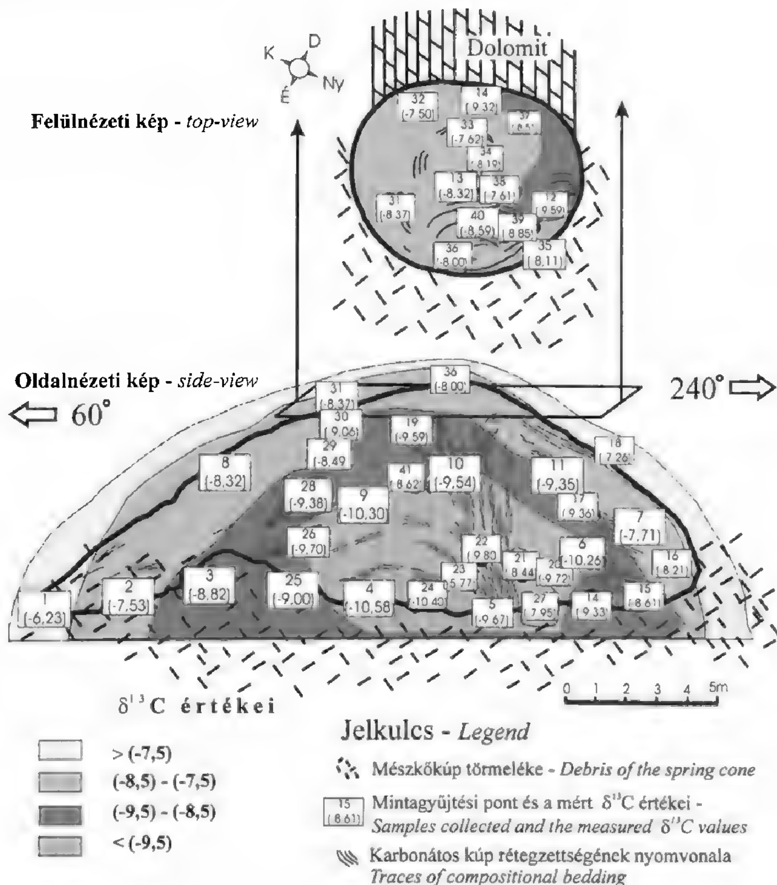
4. ábra. Különböző eredetű karbonátok stabil szén és oxigénizotóp értékei. A feltüntetett csoportok: Tengeri karbonátok (HAAS & DEMÉNY 2002): Dachsteini Mészkő Formáció (Dunántúli-középhegység) Fődolomit (Dunántúli-középhegység); Travertínók (édesvízi mészkövek): Angel Terrace-i travertínó (Egyesült Államok, Yellowstone Nemzeti Park, FOUKE et al. 2000 alapján), Rapolano Terme-i travertínó (Olaszország, Siena, GUO et al. 1996), bridgeporti travertínó (Egyesült Államok, Kalifornia), budakalászi travertínó, tatai travertínó (Magyarország, KELE et al. 2003), egerszalóki (Magyarország) (KELE et al. 2004, HERTELENDI & SVINGOR 1996); Magmatogén karbonátok: Primer, köpeny eredetű karbonatit (TAYLOR et al. 1967), Bazalthoz kapcsolódó kalcitok (Mecsek, Magyarország, DEMÉNY & HARANGI 1996); Vöröskalcitok: Dunántúli vöröskalcit-telérek (Sümeg, Tatabánya, Pilisjászfalu, DEMÉNY et al. 1997), Vöröskalcitok (Dél-Vértes, Magyarország, SIKLÓSY 2003), Mészkőkúp (Köves-völgy, Magyarország, SIKLÓSY 2003)

Fig. 4 Stable carbon and oxygene isotope composition of carbonates with different origin. Indicated groups: Marine limestones: Dachstein F. (Transdanubian Range), Main Dolomite (Transdanubian Range), Travertines (freshwater limestones): Angel Terrace travertine (USA, Yellowstone Nat. Park), Rapolano Terme travertine (Italy, Siena), Bridgeport travertine (USA, California), Budakalász travertine, Tata travertine, Egerszalők (Hungary), Magmatic carbonates: Primer, mantle derived carbonatit, Carbonates related to alkali basalts (Mecsek, Hungary), Red calcites: Red calcite veins from the Transdanubian Range (Sümeg, Tatabánya, Pilisjászfalu), Red calcites (S. Vértes, Hungary), Carbonate cone (Köves valley, Hungary)

5. ábra. A vizsgált dél-vértesi és a Dunántúli-középhegység más területéről már korábban leírt vörös kalcit telérek (DEMÉNY et al. 1997) stabilizotóp-összetétele és a felismert keveredési trendek

Fig. 5 Stable isotope composition and the observed mixing trends of the studied red calcites collected at the Southern part of the Vértes Mountains and the Transdanubian Range (DEMÉNY et al. 1997)

nyomon követése érdekében (*6. ábra*). Mivel a mért $\delta^{13}C$ értékek –10,6‰-től –5,8‰-ig változtak, a jobb átláthatóság és ábrázolhatóság kedvéért 4 tartományt különítettünk el: –7,5‰ feletti értékek, –7,5 és –8,5‰, ill. –8,5 és –9,5‰ közötti, és végül –9,5‰ alatti értékek. A különböző $\delta^{13}C$ tartományok közel koncentrikus szerkezetet kirajzolva különülnek el: a perem felé növekszik a nehezebb szénizotóp mennyisége a karbonátban.



6. ábra. A mészkőkúpon mért $\delta^{13}C$ értékek eloszlása

Fig. 6 Distribution of the $\delta^{13}C$ values measured on the carbonate cone

Az eredmények értelmezése

A petrográfiai leírás során bemutattuk, hogy a legjobb feltártságú mészkőkúp (*1. ábra*) esetén elkülöníthető egy peremi, ill. egy központi fácies. A petrográfiai bélyegek alapján a karbonát kifejlődése az édesvízi mészkövek (travertínók) fáciesével rokonítható. A kúp központi zónája maga a kürtő, azaz a víz kilépési pontja, míg a kúp oldalán végigfolyó vízből kiváló laminált karbonát a lejtőfácies. Ezek a kőzetkifejlődések összefogazódnak. Az egy kijelölt rétegen belül megfigyelhető

laterális szöveti változékonyság az édesvízi mészkőkúpok és lejtők jellemző petrográfiai sajátossága. A változékonyság oka a víz hőmérsékletének, pH-jának, oldott CO_2 –tartalmának és áramlási sebességének gyors változásában keresendő a vízkilépési ponttól távolodva (FARMER 2000; FOUKE et al. 2000).

A mészkőkúp képződése során bizonyos időközönként szünet következett be, amit megerősítenek a mikroszkópos vizsgálatok során megfigyelt visszaoldódási nyomok (*I. tábla, 4.*), valamint a karbonát szerkezetén belüli mikrobreccsás zónák jelenléte. Ezekhez kapcsolódik a jellegzetes, szintekhez kötődő mikrokarsztosodási folyamat is (*I. tábla, 4.*). Az oldat összetételének változását tükrözi a zónás karbonátok szövete: a helyenként víztiszta, tűs kristályok növekedésük közben is több vörösbarna zónát tartalmaznak (*I. tábla, 2.*). Mindezt egy időben későbbi esemény követte, hiszen a vázkristály jellegű nyúlt karbonátgeneráció üregeit, hasadékait víztiszta kalcit tölti ki (*III. tábla, 2.*), helyenként karbonátér járja át. Megfigyeléseinket megerősítették a stabilizotóp-geokémiai adatok is: a kivált, primer összetételt tükröző karbonáton kívül elszórtan kiugró (23, ill. 21 és 27 jelű minták, *6. ábra* és *2. táblázat*) szénizotóp-értékű minták is előfordultak. Más folyamatokat tükrözhetnek a kalcitok szövetét helyenként átjáró, kanyargó, néhány száz mikron hosszú csövek (*II. tábla, 3, III. tábla, 4.*), amelyek feltételezhetően biogén eredetűek. Szinszediment eredetük valószínűsíthető, tudván, hogy a forráskilépések környezetében a mikrobiális tevékenység fokozott (e.g.: CHAFETZ & GUIDRY 1999; JANSSEN et al. 1999). A mikrobák élettevékenységük során egyrészt testfelületükön karbonátot választanak ki (CHAFETZ & GUIDRY 1999), másrészt CO_2-t bocsátanak ki környezetükbe, amely okozhat lokális karbonátoldódást, így az élőlény növekedésével fokozatosan képes lehet megnyúlt csövecskéket kialakítani. Ezek a kanyargó csövek átlépik a kalcit szövetében megfigyelhető laminákat (pl. *III. tábla, 4.*), és nem rokoníthatóak a kalcitok esetleges repedéseivel.

A képződés geokémiai modellje

Stabiloxigén-izotóp vizsgálatok eredményei

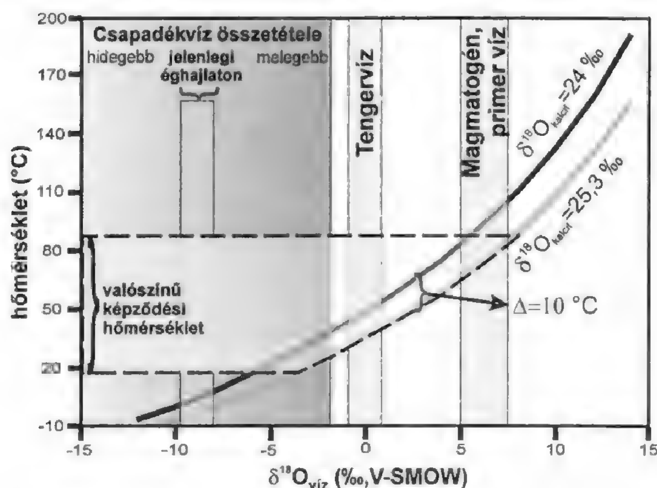
A kicsapódó karbonát oxigénizotóp-értékének vizsgálata az oldott karbonátot hordozó víz eredetére, összetételére is nyújt információkat. A kürtőn kilépő és a formálódó édesvízi mészkő oldalán végigömlő víz ugyanakkor útja során lehűl, ill. párolog. Ez a folyamat is nyomon követhető a stabilizotóp-geokémiai törvényszerűségek megértésével. Ehhez vizsgáljuk meg előbb a mészkőkúpot létrehozó felszín alatti víz eredetét. A vizsgálatnál célszerű figyelembe venni, hogy a fluidumot, amelyből a karbonát kicsapódik, főként víz alkotja, azaz a fluidum-rezervoár részaránya igen nagy az oxigénre nézve. Így a vizek oxigénizotóp-összetételének megváltozását okozó másodlagos folyamatok (pl. a környező üledékes karbonát beoldása) jóval kevésbé tudnak számottevő $\delta^{18}O$ érték eltolódást okozni a kiindulási értékekhez képest.

Adott összetételű vízből kiváló karbonátok (kalciterek, édesvízi mészkövek) $\delta^{18}O$ értékét egyensúlyi körülmények között a kalcit-víz frakcionáció határozza meg. Mivel a frakcionáció a csökkenő hőmérséklettel növekszik, az alacsony hőmérsékleten történő kölcsönhatások (elsősorban a másodlagos karbonát kiválása) nagy mértékben

képesek befolyásolni a teljes karbonát $\delta^{18}O$ értékét. Vizsgáljuk meg a hőmérséklet változásának hatását a $\delta^{18}O$ értékére. Az elméleti izotópmegoszlás a hőmérséklet ismeretében számítható, az alábbi képlet alapján (FRIEDMAN & O'NEIL 1977):

$$10^3 \ln \alpha = (2{,}78 \times 106) / T^2 - 2{,}89$$

Ezen képlet alapján a hőmérséklet (*T*), $\delta^{18}O_{karbonát}$ és a $\delta^{18}O_{víz}$ adatok közül bármely kettő ismeretében a harmadik adat kiszámítható. Mivel a dél-vértesi karbonátokat létrehozó fluidum hőmérsékletét nem ismerjük, a karbonátokon mért $\delta^{18}O$ értékeket ($\delta^{18}O_{karbonát}$ =24‰ – 26‰) vizsgáljuk meg egy valószínű képződési hőmérséklettartományon belül (20–85 °C). A képződési hőmérséklet tartomány a 7. *ábra* szerint megadja az oldott karbonáttal egyensúlyban lévő a víz oxigénizotóp-összetételét. Az ábrán feltüntettük a karbonátok képződését leginkább alakító vizek oxigénizotóp-összetételét (SHEPPARD 1986). Ezek jelen esetben a következők: csapadékvíz ($\delta^{18}O$ = kb. –10‰), tengervíz ($\delta^{18}O$ = 0‰, konvencionálisan) és a primer, magmás víz ($\delta^{18}O$ = 5–8‰). Ennek alapján a diagramon ábrázolva a mészkőkúp eltérő zónáin mért legnagyobb és legkisebb oxigénizotóp-értékeket, információt kapunk a karbonátot kicsapó víz eredetére is. A modellezés eredményeként kapott tartomány átfedést mutat a tengervíz oxigénizotóp összetételével. Világossá vált tehát, hogy a dél-vértesi karbonátok képződéséhez elsősorban nem a csapadékvíz eredetű fluidumok járultak hozzá, hanem kellett lennie egy más forrásnak is. A



7. ábra. A mért $\delta^{18}O_{karbonát}$ értékek (24‰ és 26,2 ‰) és a feltételezhető képződési hőmérséklet (20–85 °C) által kijelölhető fluidum $\delta^{18}O_{víz}$ tartománya. Az ábrán a függőleges mezők jelölik a különböző eredetű vizek $\delta^{18}O$ értékeit (SHEPPARD 1986), a vízszintes sáv pedig a valószínűsíthető képződési hőmérsékleti tartományt mutatja

Fig. 7 Values of the measured $\delta^{18}O$ calcite (shown along the curves, 24‰ and 26,2 ‰) and the assumed temperature of the formation (horizontal range, 20–85 °C) determine the isotopic composition of the formation water $\delta^{18}O$water. Vertical fields indicate the oxygene isotope composition of waters with different origin (SHEPPARD 1986). Csapadékvíz összetétele – Composition of the precipitation, Jelenlegi éghajlaton – At present climate, Tengervíz – Marine water, Magmatogén, primer víz – magmatic, primer water

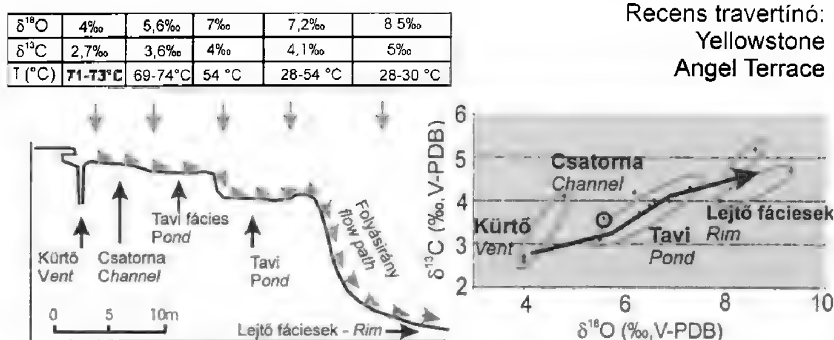
tengervíz eredetű fluidum – pl. pórusfluidumok – oxigénizotóp-összetétele 0‰ körüli értéket mutatna, így ezen hatással a $\delta^{18}O$ érték magyarázható lenne. Ugyanakkor a tengervíz a tengeri karbonátokhoz hasonló $\delta^{13}C$ értékű oldott karbonátot is hordozna, ami ellentétben van a megfigyelt $\delta^{13}C$ eloszlással. Továbbá a tengervíz jellemzően csak a tengeri üledékes eredetű karbonátok kialakulásánál játszik szerepet, a vizsgált vöröskalcit-előfordulásoknál, illetve édesvízi karbonátok képződésénél a szerepe kizárható. Így feltételezhető, hogy magmatogén, „primér víz" és csapadékvíz eredetű fluidumok keveredésével létrejött vízből keletkeztek a karbonátok. A kizárólag a dolomitos karsztrendszerből származó vízzel szemben a mély forrású fluidum jelenlétét megerősítik a karbonátok szövetében a monacit, xenotim és cirkon ásványszemcsék előfordulása is (*IV. tábla, 2–4*).

A modellezés során lehetővé válik a kürtőn felszínre lépő és az édesvízi mészkőkúp oldalán végigfolyó víz hőmérsékletének változása is (*7. ábra*). A számítás során – figyelembe véve a mészkőkúp pereméből, ill. kürtőjéből gyűjtött karbonátminták oxigénizotóp értékeit – megállapítható, hogy a két szélsőérték közötti 1,5‰-es különbség ($\delta^{18}O$ = 24–25,5‰) mintegy 10 °C-os hőmérsékletcsökkenést jelez, ami a kürtő és peremi fácies távolságát, azaz a feltárás méretét tekintve (a két szélső értéket mutató mintagyűjtési pont távolsága kb. 15 méter) elfogadható. Az egyetlen, kiugróan alacsony $\delta^{18}O$ értékű (23,2‰) karbonát (28 jelű minta, 2. *táblázat*) feltételezhetően másodlagos folyamatok hatására képződött, amelyet a számításokban így nem használtunk fel.

Meg kell jegyezzük, hogy a karbonátkiválás és az oxigénizotóp-összetétel kialakulásának mechanizmusa jóval bonyolultabb lehetett, mint a fentiekben vázolt modell. A felszínen áramló fluidum párolgása nem csak a CO_2 eltávozását, hanem a víz oxigénizotóp-összetételének eltolódását is okozza. A kinetikus frakcionáció miatt a párolgás a víz pozitív irányú $\delta^{18}O$-változásában jelenik meg.

A mészkőkúp kalcitjában megfigyelt $\delta^{18}O$-változás így a víz oxigénizotóp értékének változásának is tulajdonítható lenne. Ebben az esetben nem számolhatnánk a hőmérséklet változásával, mivel a két, egy irányba ható folyamat (lehűlés és párolgás) jelentősebb eltolódást okozna a kicsapódó karbonát összetételében. Ugyanakkor egy kb. 15 méteres szakaszon történő vízlefolyás esetén kb. 10 °C hőmérsékletcsökkenés mindenképpen feltételezhető (FOUKE et al. 2000). A megoldást a kiválás során fennálló izotópfrakcionáció változása adhatja meg. HERTELENDI & SVINGOR (1996) a recens egerszalóki karbonátkiválás esetében kimutatta, hogy a kifolyási pontnál nem egyensúlyi (annál kb. 1,5‰-kel nagyobb mértékű), míg attól távolodva egyre inkább az egyensúlyi körülményeket közelítő frakcionáció volt jellemző. Véleményünk szerint az ok a víz áramlási sebességében, és ezáltal a karbonát-víz izotópegyensúly beállásának valószínűségében kereshető. A jelen munkában vizsgált mészkőkúp képződése során hasonló, nem egyensúlyi frakcionációs folyamatot feltételezve a kürtőfácies esetében a számított $\delta^{18}O$ (víz) értéknél a valós összetétel kb. 1,5 ‰-kel negatívabb lehetett. Az ettől az összetételtől a párolgásnak tulajdonítható vízösszetételi eltolódás (kb. +0,5 ‰), valamint a kb. 10 °C-os hőmérsékletcsökkenés együttesen okozhatta a megfigyelt $\delta^{18}O$ változást a kalcitban, ami magyarázatot adhat a vízösszetételi és hőmérsékleti számítások között megfigyelt ellentmondásra.

A Yellowstone Nemzeti Parkban lévő Angel Terrace forrásüledékét vizsgáló FOUKE et al. (2000) megállapította, hogy mind a $\delta^{18}O$, mind a $\delta^{13}C$ értékek kimutathatóan



8. ábra. Az Angel Terrace, Yellowstone (FOUKE et al. 2000) szén- és oxigénizotóp-értékeinek eloszlása. A recens travertínó esetében jól látható az izotópértékek pozitív irányú eltolódása a forráskürtőtől távolodva, a lejtő fáciesek irányában. Az ábrán nyíl jelzi a távolodást a feltárás középső területétől (kürtő) a peremi kifejlődés irányába

Fig. 8 Stable carbon and oxygen isotope distribution of the Angel Terrace travertine, Yellowstone (FOUKE et al. 2000). Significant positive shift in the measured isotope ratios observed along the flow path, from vent to the rims (shown by arrow)

nőnek a kürtőtől távolodva, a folyásirány mentén (*8. ábra*), akárcsak a vértesi édesvízi mészkőkúp esetében (l. később *10. ábra*). A forrásvíz a kilépési pontjánál átlagosan 73 °C hőmérsékletű, a belőle kicsapódó travertínó $\delta^{18}O$ értéke 4‰ körül adódik (PDB skálán). Távolabb, a lejtő oldalán már csak 30 °C az édesvízi mészkövet kicsapó víz hőmérséklete, belőle pedig $\delta^{18}O$ = 8,5‰-es értékű karbonát válik ki. Az észlelt eltérésnek nincsenek ásványtani okai, azaz nem az esetleges aragonit-kalcit szerkezetek közötti különbség okozza az izotóp frakcionációt (az adott hőmérsékleten). Az említett Angel Terrace-i travertínó feltárás izotópadatait ábrázolva (*8. ábra*), láthatjuk, hogyan változnak az izotópösszetételek a fácieseknek megfelelően, ill. a kürtőtől távolodva: mind a szén-, mind az oxigénizotóp-értékét tekintve feltűnő a pozitív irányú eltolódás.

A magasabb hőmérsékleten (140–170 °C) képződött, DEMÉNY et al. (1997) által korábban vizsgált vöröskalcittelérek esetében szintén a magmás, primer víz oxigénizotóp összetételet támasztotta alá a szerzők által a mintákon mért δD (–27‰-től –113‰-ig) és $\delta^{13}C$ értéke (–3,2‰-től –10,1‰-ig) is.

Stabilszén-izotópgeokémiai eredmények

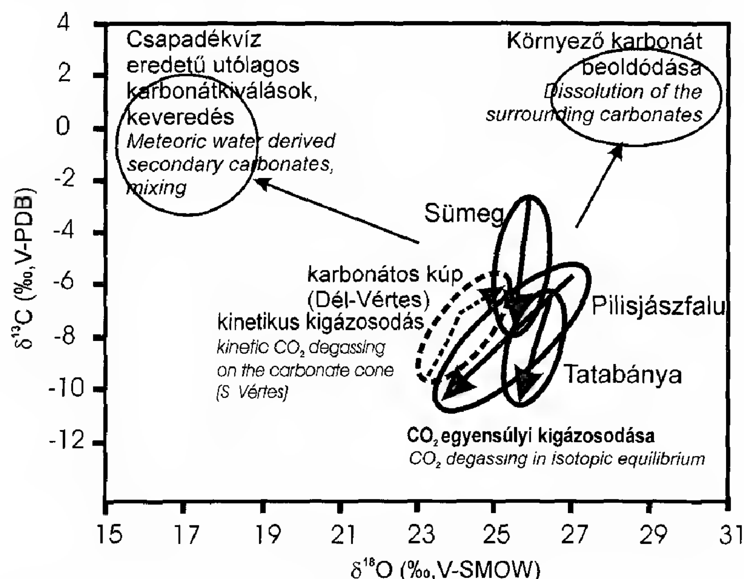
A petrográfiai zonáció meglétét és kialakulását mutatja a vízből kicsapódott karbonát szénizotóp értéke is. A különböző $\delta^{13}C$ tartományok közel koncentrikus szerkezetet kirajzolva különülnek el (*6. ábra*). A kiugróan magas szénizotóp összetételű, 23 jelű mintát ($\delta^{13}C$=-5,8‰, *II. táblázat*) a modellezés során nem vettük figyelembe, de ez a mintavételezés sűrűsége miatt nem okozott adathiányt. Az izotópgeokémiai sajátosságok alapján két különböző fluidumfejlődési modell állítható fel. Létrejöhetett egyrészt az időben változó összetételű fluidumból való karbonátkiválás miatt, másrészt a forráskilépési ponttól távolodva a térbeli változékonyság következtében, azaz mészkőkúp már épülése során is eltérő összetételű (más és más $\delta^{13}C$ értékű) zónákat rakott le.

A kérdés eldöntése a petrográfiai megfigyelések és az izotópgeokémiai jellegzetességek együttes vizsgálatával vált lehetségessé.

A fluidum oldott széntartalmának (vizes rendszerben elsősorban CO_2, ill. HCO_3^-) megváltozásával, a kicsapódó karbonát $\delta^{13}C$ értékében változás mutatkozik. Így a kialakult $\delta^{13}C$ érték zonáció izokron felületeket jelöl. Ugyanakkor a terepi mintavételezés alapján megállapítható, hogy akár egy rétegen belül is jelentősen változik a karbonát szénizotóp-összetétele (*6. ábra*). Amennyiben viszont a feláramló fluidum, amelyből a karbonát kicsapódik, időben megközelítőleg állandó összetételű (izotóp-geokémiailag legalábbis) a következő folyamat hozhat létre $\delta^{13}C$-zonációt: a felszínre lépő vízből (elsősorban) a nyomáscsökkenés miatt kigázosodó CO_2 kinetikus izotópfrakcionációt okoz (FRIEDMAN 1970). A könnyebb szénizotópot (^{12}C) inkább a távozó gáz (CO_2) viszi magával, míg a nehezebb izotóp (^{13}C) visszamarad az oldatban. Ennek következtében a forrástól távolodva egyre inkább a ^{13}C dúsul, illetőleg abból egyre nehezebb szénizotópot szerkezetébe beépítő karbonát csapódik ki. Mivel a vízben oldott, szenet hordozó komponensek aránylag kis koncentrációban vannak jelen, minden olyan folyamat, amely megváltoztatja a fluidumból kicsapódó karbonát $\delta^{13}C$ értékét, szembetűnő változást képes okozni. Ez a leginkább a CO_2 kigázosodása miatt következhet be. A vizsgált feltárásban ez a jelenség úgy nyilvánul meg, hogy a feltételezett kürtő közelében mérhetők a leginkább negatív (–9,5‰-nél kisebb) $\delta^{13}C$ értékek, míg attól a feltárás peremi része felé fokozatosan növekedő szénizotóp arányokat tapasztalunk (*6. ábra*, maximum: –6,2‰, 1. mintán).

Hasonló folyamatot írt le FOUKE et al. (2000) az Angel Terrace forrásüledékén: a folyásirány mentén a kicsapódó travertínó $\delta^{13}C$ értéke 2,7‰ körül adódik (V-PDB skálán), míg távolabb, a lejtő oldalán $\delta^{13}C$ = 5‰-es értékű karbonát válik ki (*8. ábra*).

A stabilizotóp-geokémiai vizsgálatok megmutatták, hogy a mészkőkúpon mért izotóparányokat a képződés közben lejátszódó folyamatok egy része (hőmérséklet megváltozása, CO_2 kigázosodása) megváltoztatta a felszínre lépő fluidum összetételéhez képest. Így a korábban leírt és megvizsgált vöröskalcitokkal történő összehasonlításhoz a mészkőkúp központi zónájában megtalálható, a képződmény kürtőjét képviselő karbonátminták izotópgeokémiai adatait használtuk fel. Mivel ezek a minták közvetlenül a primer összetételt tükrözik, összevethetők a Dunántúli-középhegység más területéről leírt zónás kifejlődésű vöröskalcittelérek összetételével. A kalcittelérek zónásságát a magmás eredetű fluidum fejlődése, a kigázosodás és a környező kőzetösszletből származó, csapadékvíz eredetű fluidummal történő keveredés okozta (DEMÉNY et al. 1997). A szerzők a mért adatok alapján modellezték a primer, magmás eredetű fluidum CO_2 kigázosodása során bekövetkező fejlődését, és megállapították, hogy annak kezdeti $\delta^{13}C$ = –5,5‰ értéke eltolódik: –7,5‰-től –10,1‰-ig változó szénizotóp értékű karbonátokat hozva létre (*9. ábra*). Azaz a felszín alatt képződött vöröskalcittelérek kialakulása során a könnyebb szénizotópot tartalmazó karbonátok képződése felé tolódott a folyamat. Ennek oka a CO_2 nagy hőmérsékleten történő, egyensúlyi (nem kinetikus) kigázosodása, ami a ^{13}C eltávozását okozza. A kialakult, könnyű szénizotópban dús karbonátok tökéletes átfedést mutatnak mind szén-, mind oxigénizotóp értékeiket tekintve a vizsgált édesvízi mészkőkúp kürtőjéből gyűjtött minták értékeivel (*5. ábra*). A felszínen ugyanakkor az ismertetett fejlődési trend megfordult,



9. ábra. A vizsgált dél-vértesi és a Dunántúli-középhegység már területéről már korábban leírt vöröskalcit-telérek stabilizotóp-összetétele és a felismert izotópfrakcionációs, ill. keveredési trendek

Fig. 9 $\delta^{18}O$ (V-SMOW) vs. $\delta^{13}C$ (V-PDB) plot of the studied carbonates (Southern Vértes Mts.) and the previously described red calcite dykes (Transdanubian Range). The observed isotope fractionations and mixing trends are also shown

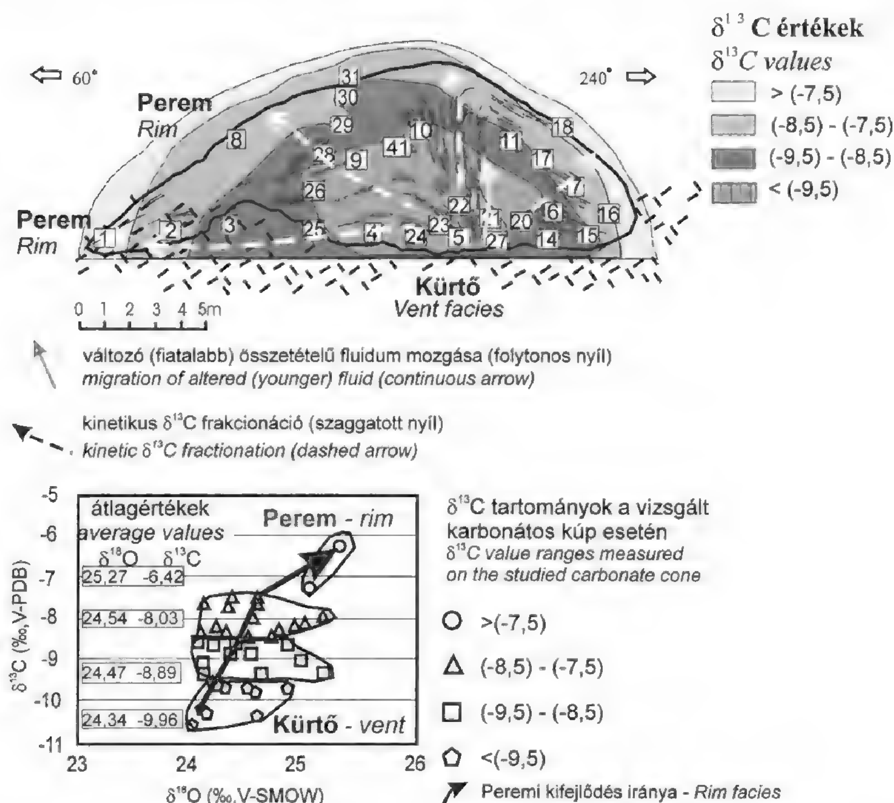
azaz a kürtőnél kilépő vízből az egyre nagyobb szénizotóp-értékű karbonátok csapódtak ki, ami kinetikus frakcionációra vezethető vissza (*9. ábra*).

A vizsgált képződmény geokémiai összehasonlítása más édesvízi mészkövekkel

A vizsgált képződményt a recens és negyedidőszaki travertínókkal összevetve látható, hogy azok stabil szén- és oxigénizotóp összetételüket tekintve szintén jól elkülöníthetők (*4. ábra*). Emellett az édesvízi mészkövekre jellemző stabilizotóp-geokémiai jellegzetességek céljából a dél-vértesi mészkőkúpot összevetettük recens travertínó képződési környezetekkel. FRIEDMAN (1970) aktív travertínó üledéket lerakó források vizsgálatát végezte el. Munkájában megmérte a forráskürtő közelében, ill. attól távolodva a képződött karbonát $\delta^{13}C$ értékét, ami 1,9‰, ill. 4,3‰-nek adódott. A vízkilépési ponttól távolodva tehát az édesvízi mészkövet alkotó karbonát a nehezebb szénizotópot dúsította magában. BOTTINGA (1968) munkájában CO_2 (gáz), CO_3^{2-}, HCO_3^-, H_2CO_3 komponensek között számolt egyensúlyi rendszerben ^{13}C–^{12}C megoszlásokat, és megállapította, hogy az eltávozó CO_2-ban a $\delta^{13}C$ értéke 5,8‰-ről, 10,7‰-re nő a hőmérséklet 75 °C-ról 20 °C-ra való csökkentésével. Azaz – feltételezve az izotópos egyensúlyi állapotot – ha kizárólagosan a hőmérséklet lenne a meghatározó a képződő karbonát $\delta^{13}C$ értékét tekintve, akkor a nehéz szénizotópot magában dúsító CO_2 eltávozásával az oldatot

elszegényítené ^{13}C-ban. Ehelyett ^{13}C-dúsulást tapasztalunk, aminek magyarázata a CO_2 nem egyensúlyi körülmények közötti, hanem kinetikus folyamatban történő eltávozására vezethető vissza. FRIEDMAN (1970) a tapasztalt $\delta^{13}C$ értékeket a forrásvíz pH változásával, pontosabban a benne oldott formában jelen lévő CO_2 eltávozásával magyarázza.

A petrográfiai és izotópgeokémiai megfigyeléseinket (*10. ábra*) összevetve az Angel Terrace-i travertínó-előfordulással megállapítható, hogy a dél-vértesi édesvízi mészkő durvakristályos, illetve tűs kalcitból álló zónája a kürtőfáciest (*I. tábla*) jeleníti meg, míg a kúpoldali porózus, laminált kalcit a lejtőfáciessel azonosítható (*II. tábla*). A $\delta^{13}C$–$\delta^{18}O$ értékek korrelációja nagyfokú hasonlóságot mutat a forróvizes travertínók geokémiai sajátosságaival. A $\delta^{13}C$ értékek jellegzetes eloszlása megerősíti a mészkőkúp szöveti bizonyítékait, miszerint a képződmény forráskúpként határozható meg. A nyomelemgeokémia és a mikroásványos összetétel, valamint a $\delta^{13}C$ értékei alapján a forráskúp elkülönül a fiatal édesvízi mészkövektől. Az ujjlenyomat-szerűen megegyező geokémiai karakter alapján a képződmények



10. ábra. A vizsgált mészkőkúp szén- és oxigénizotóp-értékeinek eloszlása. Jól látható az izotópértékek pozitív irányú eltolódása a forráskürtőtől távolodva, a lejtő fáciesek irányában. Az ábrán nyíl jelzi a távolodást a feltárás középső területétől (kürtő) a peremi kifejlődés irányába

Fig. 10 The measured stable isotopic composition and its distribution of the examined travertine cone. A remarkably positive shift can be recognised considering the stable carbon and oxygen isotope values from the vent moving to the slope facies (rim). Arrows shows the direction from the central vent to the rim facies

vöröskalcitokkal való genetikai rokonsága feltételezhető. Felmerül a kérdés, vajon „átörökölhette"-e a korábban kialakult felső-kréta (?) vöröskalcittelérek összetételét az esetlegesen később kialakult forráskúp karbonátanyaga. Ebben az esetben az idős karbonátanyag nagy mértékű oldódásával és alacsony hőmérsékletű újrakiválásával számolhatnánk. Ennek során a jelentős mennyiségű karbonáttömeg alacsony hőmérsékletű oldásánál-kicsapódásánál (<100 °C) fennálló frakcionációs folyamatok nem eredményezhettek volna a vörö' 'kalcitokhoz hasonlatos $\delta^{13}C$– $\delta^{18}O$ eloszlást. A magmás eredetű víztől eltérő, csapa.ékvíz eredetű pleisztocén vízzel (pl. a egerszalóki, budakalászi édesvízi mészkőelőfordulások esetében), a vértesi mészkőkúphoz hasonló összetételű karbonát létrehozásához 0 °C alatti vízhőmérséklet lett volna szükséges (*7. ábra*).

Ezek alapján a dél-vértesi mészkőkúpot létrehozó fluidumok a vöröskalcit-teléreket létrehozó illókkal rokon, azok fejlett, végső kifejlődését tükrözik.

A negyedidőszaki édesvízi mészkövektől eltérő, nagyobb koncentrációban megjelenő ritkaföldfém- és nyomelem-tartalom alátámasztja azt a megállapítást, miszerint a dél-vértesi karbonátok képződése nem magyarázható csak a Fődolomitban lezajló fluidummigrációval. A karsztrendszerben keringő vízből kicsapódott édesvízi mészkövekkel ellentétben a dél-vértesi édesvízi karbonátokat létrehozó fluidumokhoz magmás eredetű illó is hozzájárult.

Következtetések

Vizsgálataink során az újonnan térképezett dél-vértesi mészkőkúp és vöröskalcit-telérek kőzettani és geokémiai vizsgálatát végeztük el. A karbonátok szöveti vizsgálata alapján a területen két fő karbonátkifejlődés található: a szálfeltárásként fennmaradt mészkőkúp édesvízi mészkő előfordulásként, míg a vöröskalcitok lepusztult kalcit telérekként határozhatóak meg. A Köves-völgyben található édesvízi mészkő petrográfiai vizsgálatával elkülöníthetővé vált annak kürtője, és a feltárás szegélyzónáját alkotó lejtő-fáciese. A stabilizotóp-geokémiai vizsgálatok tanúsága szerint az előfordulások képződéséhez magmás eredetű fluidum is hozzájárult. A mészkőkúp jellegzetesen zónás szénizotóp-összetételét az oldott karbonátot hordozó vízből történt CO_2 gyors eltávozása alakította ki. Az oxigénizotópösszetétel változása a vízkilépési ponttól távolodva mintegy 10 °C hőmérsékletcsökkenéssel összhangban van.

Az elvégzett vizsgálatok során a karbonátokat összehasonlítottuk a Dunántúli-középhegység területéről ismert egyéb vöröskalcit-előfordulásokkal, amelyek prelutetiai keletkezése, ill. késő-kréta kora bizonyított (KERCSMÁR 2004; HAAS et al. 1984). A karbonátok geokémiai adatai, járulékos ásványfázisai (pl. monacit, xenotim, rutil) hasonlóak a vöröskalcit-telérekben észlelt mikroásvány-összetételhez (DEMÉNY et al. 1997). A stabilizotóp-összetételek alapján a forráskúpot és a többi vöröskalcitot befogadó felső-triász Fődolomit oldódása nem játszott döntő szerepet a vizsgált képződmények kialakulásában. Ezt a következtetést támasztják alá a ritkaföldfém-, urán-, illetve tórium-tartalmú akcesszórikus ásványfázisok továbbá a monacit és xenotim szemcsék előfordulása is. Ezek kivétel nélkül a forráskúpra és a vöröskalcitokra jellemzők, a Fődolomitban nem fordulnak elő. Ugyanakkor a vizsgált forráskúp és vöröskalcitok geokémiája karakterisztikusan különbözik a Dunántúli-

középhegység ÉK-i részéről és a Budai-hegységből ismert pleisztocén travertinókétól, ami az eltérő forrásra és fluidum áramlási rendszerre utal.

Köszönetnyilvánítás

Az észlelési földtani térkép elkészítéséért köszönet illeti PEREGI Zsoltot. A nyomelem vizsgálatok elvégzésében dr. MOLNÁR Zsuzsa és dr. BALLA Márta nyújtott önzetlen segítséget. SIKLÓSY Zoltán az ELTE TTK Kőzettani és Geokémiai Tanszékén működő Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium (LRG) tagjainak tartozik köszönettel. A kutatást az OTKA T043690 (témavezető: GÁLNÉ Dr. SÓLYMOS Kamilla) számú pályázata támogatta. A publikáció az LRG 31. publikációja.

Megjegyzés / végjegyzet

Amennyiben a vizsgált képződmények valóban a késő-kréta korú vöröskalcittelérekkel (DEMÉNY et. al. 1997) rokoníthatók, a karbonátok napjainkig való fennmaradásának feltételeit meg kell vizsgálnunk, különös tekintettel a Köves-völgyben található édesvízi mészkő előfordulásra, illetve FODOR et al.(2004) kutatási eredményeire, amely szerint a kápolnapusztai-süllyedék késő-neogén–negyedidőszaki (?) pull-apart süllyedék. A süllyedékbe torkolló Köves-völgy kora a szerzők véleménye szerint, így nem lehet késő-kréta. A Dunántúli-középhegység más területein (Sümeg, Tatabánya, Pilisjászfalu) előforduló számos vöröskalcit-előfordulás zöme telér formájában maradt fenn (harántolva legtöbbször a Dachsteini Mészkő Formációt), akárcsak a dél-vértesi előfordulások (1–6. feltárás, *1. ábra*). Ennek oka a nagy mértékű lepusztulás, amely a Dunántúli-középhegységben ismert. Ugyanakkor a Köves-völgyben feltérképezett mészkőkúp szöveti bélyegei alapján egy erodált, de szálfeltárásban álló édesvízi mészkő előfordulásnak tekintendő. A feltűnő geokémiai hasonlóságok alapján, amelyek az összes előfordulásra jellemzőek, a köves-völgyi feltárás is besorolható a felső-kréta (?) magmás fluidum hatása következtében létrejött karbonátok (DEMÉNY et. al. 1997) közé. Így magyarázatként fel kell téteIeznünk, hogy a környező karbonátos kőzet egy nagyobb üregében történhetett a karbonát kiválása. Hasonló, barlangban lejátszódó édesvízi mészkőképződés játszódik le a Denizli (DNy-Törökország) közelében található Kaklik-barlang esetében is. A barlang mennyezetének beszakadása folytán a felszínre került számos, a barlang légterében jelentős tömegű travertínó üledéket lerakó termálvíz forrás is, amelyek két tekonikai törésvonal találkozásánál törtek a felszín felé. Bár a túlnyomórészt triász dolomitból álló Vértes hegységben a kőzetanyag kevésbé képes a karsztosodásra, de kisebb-nagyobb barlangok ki tudtak alakulni benne. A hegységben nyilvántartott 72 barlang (BÖRCSÖK 2002) közül a 106 méter hosszúságot elérő Gánti-barlang inaktív forrásjárat rendszere, és a híres őslénytani lelőhelyként nyilvántartott Csákvári-barlang (90 méteres hosszúsággal) érdemel említést.

Irodalomjegyzék – References

BOTTINGA, Y. 1968: Isotope fractionation in the system: calcite-graphyte-carbon-dioxide-methane-hydrogen-water.. – Thesis, University of California, San Diego.

BÖRCSÖK P. 2002: Barlangi túravezetői ismeretek. – Magyar Karszt és Barlangkutató Társulat p. 72.

BUDAI T., FODOR L., CSILLAG G. & PIROS O. 2005: A Vértes délkeleti triász vonulatának rétegtani és szerkezeti felépítése. – *MÁFI Évi Jelentés* **2004**, 189–203.

CHAFETZ, H. S. & GUIDRY, S. A. 1999: Bacterial shrubs, crystal shrubs, and ray-crystal shrubs: bacterial vs. abiotic precipitation. – *Sedimentary Geology* **126**, 57–74.

CSÁSZÁR G. & PEREGI Zs. 2001: Középső-jura korszakbeli mega-hasadékkitöltés a Vértes DNy-i peremén. – *Földtani Közlöny* **131/3–4**, 581–584.

CSONTOS, L., NAGYMAROSY, A., HORVÁTH, F. & KOVÁC, M. 1992: Cenozoic evolution of the Intra-Carpathian area: a model. – *Tectonophysics* **208**, 221–241.

DEMÉNY, A. & HARANGI, SZ. 1996: Stable isotope studies and processes of carbonate formation in Hungarian alkali basalts and lamprophyres: evolution of magmatic fluids and magma-sediment interactions. – *Lithos* **37/4**, 335–349.

DEMÉNY, A., GATTER, I. & KÁZMÉR, M. 1997: The genesis of Mesozoic red calcite dikes of the Transdanubian Range Hungary: Fluid inclusion thermometry and stable isotope compositions. – *Geologica Carpathica* **48**, 315–323.

FARMER, J. D. 2000: Hydrothermal Systems: Doorway to Early Biosphere Evolution. – *GSA Today* **10/7**, 1–9.

FODOR L., CSILLAG G. & PEREGI ZS. 2004: A kápolnapusztai késő-neogén–negyedidőszaki (?) pull-apart süllyedék rekonstruálása komplex eredetű lepusztulási felszínek alapján. – *MÁFI Évi Jelentés* **2002**, 283–294.

FODOR, L., MAGYARI, Á., KÁZMÉR, M. & FOGARASI, A. 1992: Gravity-flow dominated sedimentation on the Buda paleoslope Hungary: Record of Late Eocen continental escape of the Bakony unit. – *Geol. Rundsch.* **81**, 695–716.

FORD, D. & PEDLEY, H. M. 1996: A review of tufa and travertine deposits of the world. – *Earth Sci. Rev.* **41**, 117–175.

FOUKE, B. J., FARMER, J. D., DES MARAIS D., PRATT, L., STURCHIO, N., BURNS, P. C. & DISCIPULO M. K. 2000: Depositional facies and aqueous-solid geochemistry of travertine-depositing hot springs Angel Terrace, Mammoth Hot Springs, Yellowstone National Park, USA. – *Journal of Sedimentary Research* **70/3** part A, 565–585.

FRIEDMAN, I. 1970: Some investigation of the deposition of travertine from Hot Springs-I. The isotopic chemistry of travertine-depositiong spring. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **34**, 1303–1315.

FRIEDMAN, I. & O'NEIL, J. R. 1977: Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. – In: M. FLEISCHER (Ed.): Data of Geochemistry, U.S. Geological Survey Professional Paper 440-KK, 6th Ed., Reston, VA.

FÜLÖP J., KNAUER J. & VÍGH G. 1965: Teljes jura szelvény a Vértes-hegységből. – *Földtani Közlöny* **95/1**, 54–61.

GATTER I. 1984: A karbonátos kőzetek érkitöltéseinek és a barlangok hévizes kiválásainak folyadékzárvány-vizsgálata. – *Karszt és Barlang* **1984/1**, 9–18.

GIDAI L. 1975: A várgesztesi területen végzett Eocén barnakőszén felderítő kutatás gyakorlati eredményei. – *MÁFI Évi Jelentés* **1973**, 273–284.

GUO, L., ANDREWS, J., RIDING, R., DENNIS, P. & DRESSER, Q. 1996: Possible microbial effects on stable carbon isotopes in hot-spring travertines. – *Journal of Sedimentary Research* **66/3**, 468–473.

HAAS, J. 1988: Upper Triassic carbonate platform evolution in the Transdanubian Mid-Mountains. – *Acta Geologica Hungarica* **31/3–4**, 299–312.

HAAS, J. & DEMÉNY, A. 2002: Early dolomitisation of Late Triassic platform carbonates in the Transdanubian Range (Hungary). – *Sedimentary Geology* **151/3–4**, 225–242.

HAAS, J., EDELÉNYI, E., GIDAI, L., KAISER, M., KRETZOI, M. & ORAVECZ, J. 1984: Geology of the Sümeg area. – *Geologica Hungarica ser. Geologica* **20**, 365 p.

HAAS, J., KOVÁCS, S., KRYSTYN, L. & R. LEIN 1995: Significance of Late Permian–Triassic facies zones in terrane reconstructions in the Alpine-North Pannonian domain. – *Tectonophysics* **242**, 19–40.

HERNÁNDEZ, J. M., DIÉGUEZ, C., PUJALTE, V., ROBLES, S. & WRIGHT, V. P. 1998: Reconocimiento de acumulaciones travertínicas fósiles en la Fm. Aguilar (Kimmeridgiense–Berriasiense de Palencia y Burgos): implicaciones paleoecológicas y paleohidrológicas. – *Geogaceta* **24**, 167–170.

HERTELENDI, E. & SVINGOR, E. 1996: Carbon and oxygen isotope ratios in carbonates deposite from hot water emerged from a well Demjén No.42. – *Acta Geologica Hungarica* 39 suppl. Isotope Workshop, p. 71.

JANSSEN, A., SENNEN, R., PODOOR, N & KEPPENS, E. 1999: Biological and diagenetic influence in Recent and fossil tufa deposits from Belgium – *Sedimentary Geology* **126**, 75–95.

KÁZMÉR, M. & KOVÁCS, S. 1985: Permian–Paleogene paleography along the eastern part of the Insubric–Periadriatic Lineament system: Evidence for continental escape of the Bakony–Drauzug Unit. – *Acta Geologica Hungarica* **28**, 71–84.

KELE, S., VASELLI, O., SZABÓ, CS. & MINISSALE, A. 2003: Stable isotope geochemistry of Pleistocene travertine from Budakalász (Buda Mts, Hungary). – *Acta Geologica Hungarica* **46/2**, 161–175.

KELE, S., SIKLÓSY, Z. & DEMÉNY, A. 2004: Depositional facies and stable isotope geochemistry of some Hungarian travertine occurrences. – *Ber. Inst. Erdwissenschaften K.F.–Univ. Graz. 8. Isotope Workshop Volume*, 75–77.

Kele, S., Korpás, L., Demény, A., Kovács-Pálffy, P., Bajnóczi, B. & Medzihradszky, Zs. 2006: Paleoenvironmental evaluation of the Tata Travertine Complex (Hungary), based on stable isotopic and petrographic studies. – *Acta Geologica Hungarica* **49/1**, 1–31.

Kercsmár, Zs. 2004: A tatabányai vöröskalcittelérek szerkezetföldtani jelentősége. – *MÁFI Évi Jelentés* **2002**, 163–174.

Korpás L. 1981: A Dunántúli-középhegység oligocén–alsó miocén képződményei. – *MÁFI Évkönyv* **64**,. 140p.

Maros Gy. 1988: A Vértes hegységi Vitány-vár környékének tektonikai értelmezése – *MÁFI Évi Jelentés* **1986**, 295–310.

McCrea, J. M. 1950: On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. – *Journal of Chemical Physics* **18**, 849–857.

McDonough, W. F. & Sun, S. S. 1995: Composition of the Earth. – *Chemical Geology* **120**, 223–253.

Molnár, Zs., Keömley, G., Bódizs, D. & Lengyel, Z. 1992: Application of neutrion activation analyses in the Institute of Nuclear Tecniques of Technikal University of Budapest. – *Polytechnica Ser. Physics*. **1/1**, 45–64.

Pentecost, A. 1995: Quaternary travertine deposits of Europe and Asia Minor. – *Quaternary Science Reviews* **14**, 1005–1028.

Peregi Zs. & Korpás L. 2002: Felső-kréta (?) forráskúpok a Vértes hegységben. – *Földtani Közlöny* **132/3–4**, 477–480.

Sant'Anna, L. G., Riccomini, C., Rodriguez-Francisco, B. H., Sial, N. A., Carvalho. M. D. & Moura, C. A. V. 2003: Recognition of a Paleocene travertine system in the Itaboraí Basin, southeastern Brazil. – *Geophysical Research, Abstracts* **5**, 05615.

Sheppard, S. M. F. 1986: Characterization and isotopic variations in natural waters. – In: Valley, J. W., Taylor, H. P. Jr., O'Neil, J. R. Jr. (Eds.): Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes. – *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **16**, 165–184.

Siklósy Z. 2003: Dél-vértesi vörös kalcitok petrográfiai, geokémiai és izotópgeokémiai vizsgálata. – Diplomamunka ELTE Kőzettani és Geokémiai Tanszék, 92 p.

Szabó, Cs., Kubovics, I. & Molnár, Zs. 1993: Alkaline lamprophyre and related dyke rocks in NE Transdanubia, Hungary: The Alcsutdoboz-2 AD-2 borehole. – *Mineralogy and Petrology* **47**, 127–148.

Tari, G. 1995: Eoalpine (Cretaceous) tectonics in the Alpine/Pannonian transition zone. – In: Horváth, F., Tari, G., Bokor, Cs. (Eds.): Extensional collapse of the Alpine orogen and hydrocarbon prospects in the basement and basin fill of the Pannonian Basin. – Guidebook to Fieldtrip No. 6, Am. Ass. of Petr. Geol., International Conference and Exhibition, Nice, 133–155.

Tari, G., Horváth, F. & Rumpler, J. 1992: Styles of extension in the Pannonian Basin. – *Tectonophysics* **208**, 203–219.

Taylor, H. P., Frechen, J. & Degens, E. T. 1967: Oxygen and carbon isotope studies of carbonatites from Laacher See District, West Germany and the Alno District, Sweden. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **31**, 407–430.

Tóth Á. & T. Gecse É. 1981: Dedolomitosodott telérszerű kőzettestek a Nagyegyházi-medence felső-triász dolomitaljzatában. – *MÁFI Évi Jelentés* **1981**, 181–200.

Wein Gy. 1977: A Budai-hegység tekonikája. – *Magyar Állami Földtani Intézet Alkalmi Kiadványa*, 76 p, Budapest.

Woods. K. L. 2003: Spring deposits within the palustrine carbonates of the Cretaceous Cedar Mountain Formation, Utah. – GSA Seattle Annual Meeting, Paper No. 208–12.

Kézrat beérkezett: 2005. 09. 01.

Táblamagyarázatok – Explanations of Plates

I. tábla – Plate I

1. A dél-vértesi édesvízi mészkő kézipéldánya (A jelű feltárás). Jól megfigyelhető a helyenként porózus
kőzet laminált, mikrites és kristályos kalcitból álló zónáinak váltakozása. Esetenként szerkezete porózus
Image of a fresh water limestone hand specimen collected in the South Vértes Mts (outcrop A) The laminated rock consists of micritic and sparic zones. Occasionally the structure is porous

2. Vörös, durvakristályos, zónás kalcit mikroszkópos képe (A jelű feltárás, kürtőfácies).
Microscopic image of reddish, coarse crystallised and zoned calcite (outcrop A, vent facies)

3. Zónás, nyúlt kristályokból álló sugaras kioltású kalcit (A jelű feltárás, kürtőfácies). A kristályok a növekedési irányukkal párhuzamosan apró, fekete, gáztartalmú zárványokat fognak közre
Zoned, elongated radiaxial calcite with radial extinction (outcrop A, vent facies). Black gas inclusions are closed parallel with the growth direction of the crystals

4. A karbonát képződésével szingenetikus eróziós, mikrokarsztos jelenségek (A jelű feltárás, kürtőfácies)
Presence of synsediment erosion and microkarst phenomenon (outcrop A, vent facies)

II. tábla – Plate II

1. Sűrűn laminált, mikrites és áttetsző pátos szövetű kalcit vékonycsiszolatos képe (A jelű feltárás, peremfácies)
Frequently laminated sparic and micritic calcite (outcrop A, rim facies)

2. A mészkőkúp peremi fácieséből készített vékonycsiszolati képe. Sűrűn laminált szövetű kalcit (A feltárás, peremfácies)
Frequently laminated calcite collected at the rim of the carbonate cone (outcrop A, rim facies)

3. A mészkőkúp (A jelű feltárás) peremi mintáiban megfigyelhető biogén eredetű csövek mikroszkópos
képe. A kalcit szövetét átjáró képletek hosszúsága esetenként eléri az 500 μm-t is
Biogenic derived tube-like forms cross-cutting the structure of calcite collected close to the rims. Their length can attain 500 μm (outcrop A)

4. Zónás kalcit növekedéséhez kapcsolódó biogén tevékenység nyoma (A jelű feltárás)
Biogenic tube-like forms connected to the growth boundaries of the calcite crystal (outcrop A)

III. tábla – Plate III

1. Vörös, durvakristályos kalcit makroszkópos képe (6. feltárás)
Photograph of coarse grained red calcite debris (outcrop 6)

2. Nyúlt, léc alakú vörös kalcitkristályok (1. feltárás)
Elongated, lath shaped red calcite crystals (outcrop 1)

3. Sűrűn laminált szövetű karbonátminta vékonycsiszolatos képe. A víztiszta pátos kalcit és a sötét, mikrites, karbonát sűrű váltakozása figyelhető meg (2. feltárás)
Image of frequently laminated carbonate sample. The variation of the sparry calcite and darker micrit can be observed (outcrop 2)

4. Pátos kalcitban biogén tevékenység nyoma (5. feltárás)
Marks of a biogenic activity in the structure of a sparic calcite (outcrop 5)

IV. tábla– Plate IV

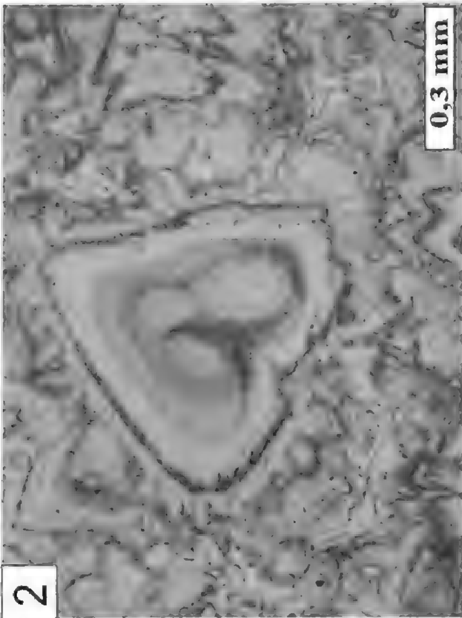
1. Kör keresztmetszetű, feltételezhetően bakteriális eredetű piritből kialakult Fe-oxid szekunder (SE) és visszaszórt (BSE) elektron képe
Secundary and backscattered electron image of a rounded, presumably bacterial derived Fe-oxide

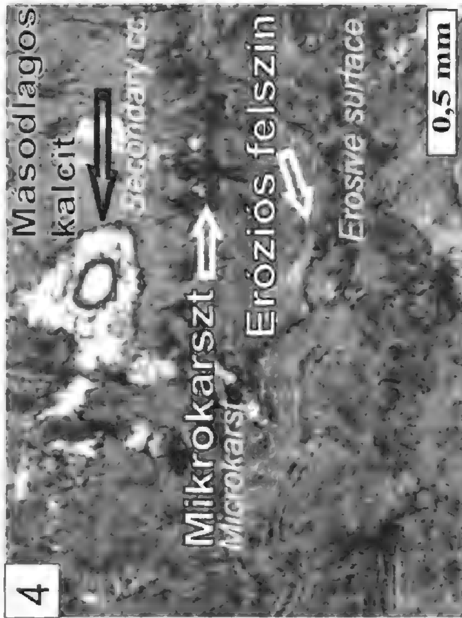
2. Kalcit szövetében ülő monacittörmelék visszaszórt (BSE) és szekunder (SE) elekton képe (a vékony gyűrűt a SE képen az elektronsugár okozta)
Secundary and backscattered electron image of monazite interbedded in calcite (the pale circle in the SE image was generated by the electron beam)

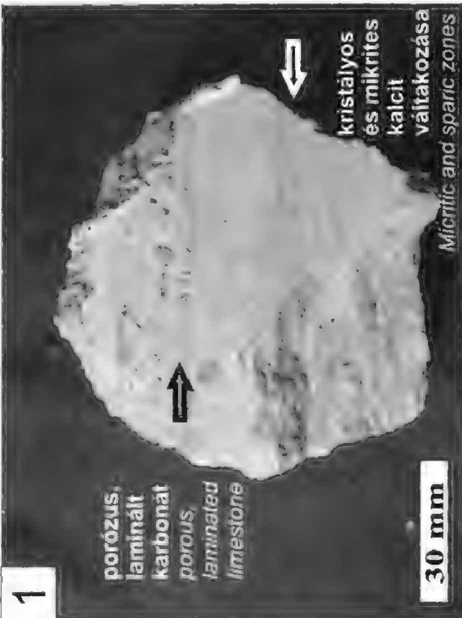
3. Táblás monacitszemcse visszaszórt (BSE) elektron képe
Backscattered electron image of tabular monazite

4. Nyúlt rutil és törmelékes cirkonszemcse visszaszórt (BSE) elektron képe
Backscattered electron image of elongated rutil and zircon debris

I. tábla – Plate I

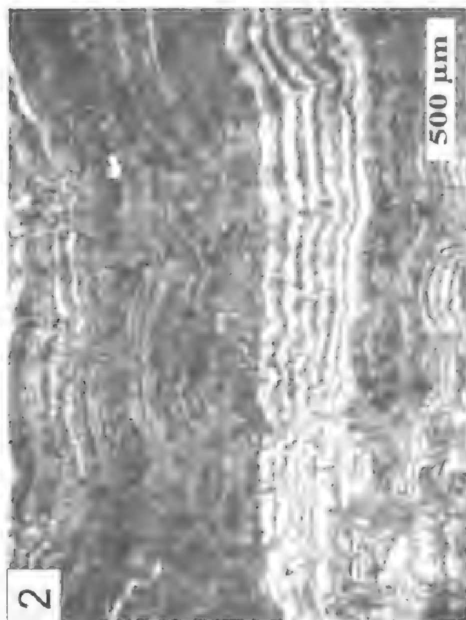




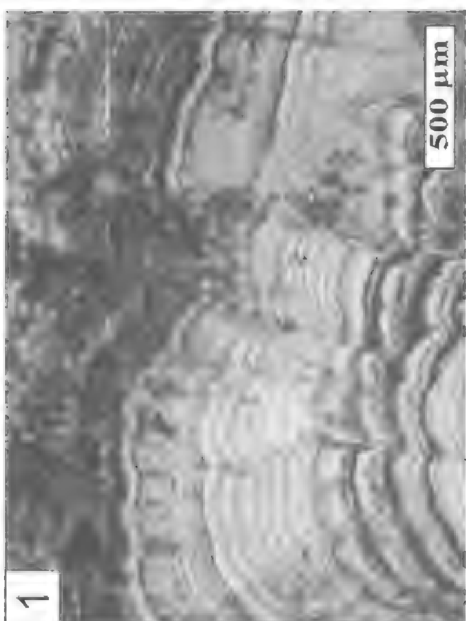


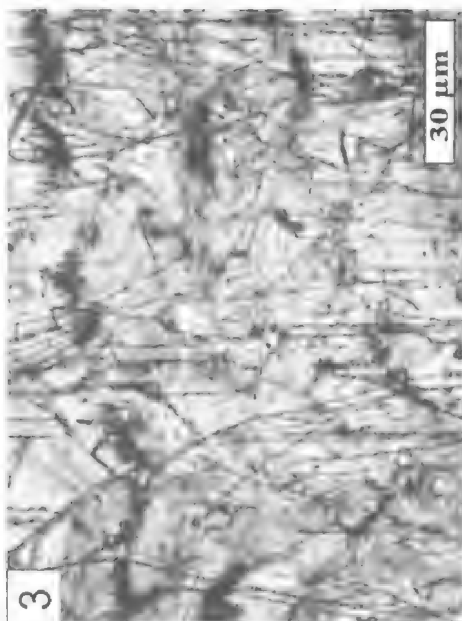


II. tábla – Plate II

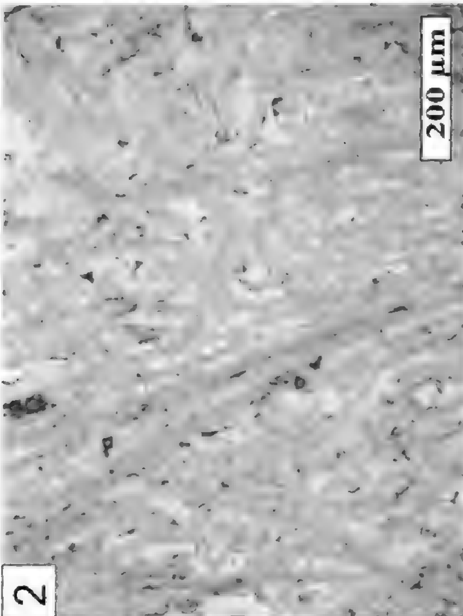


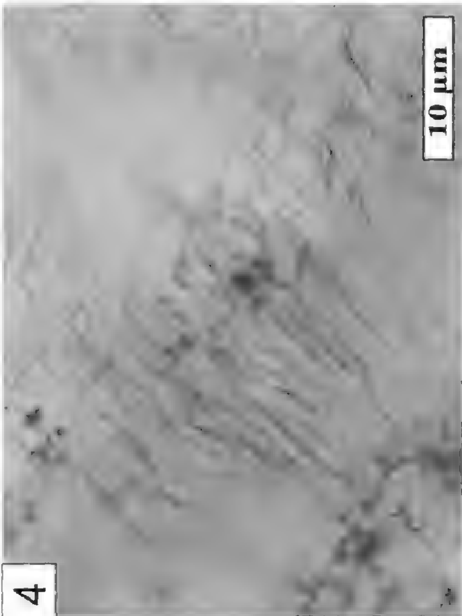




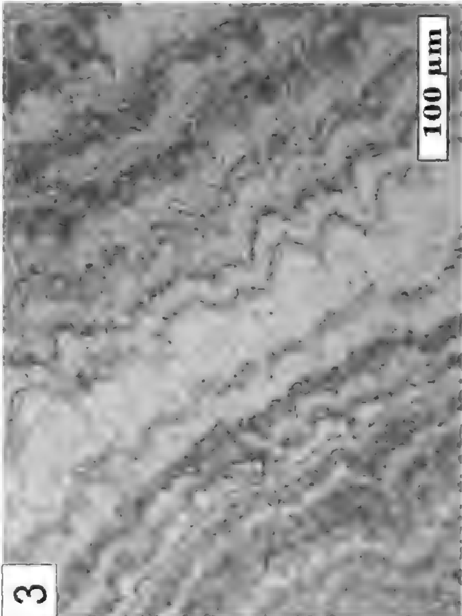


III. tábla – Plate III

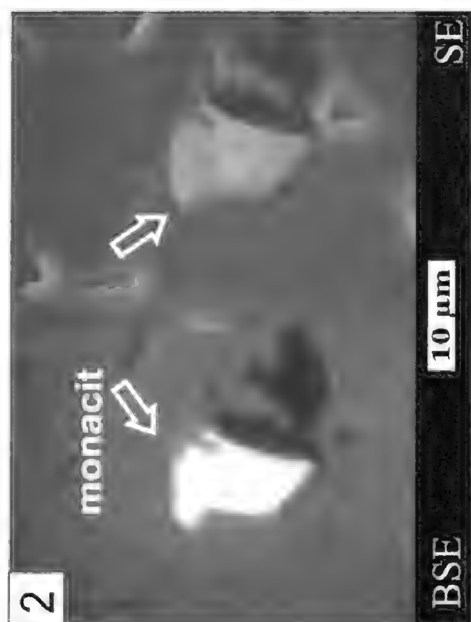


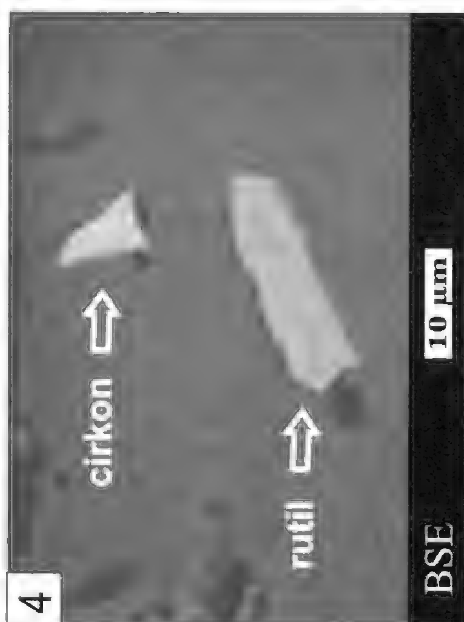


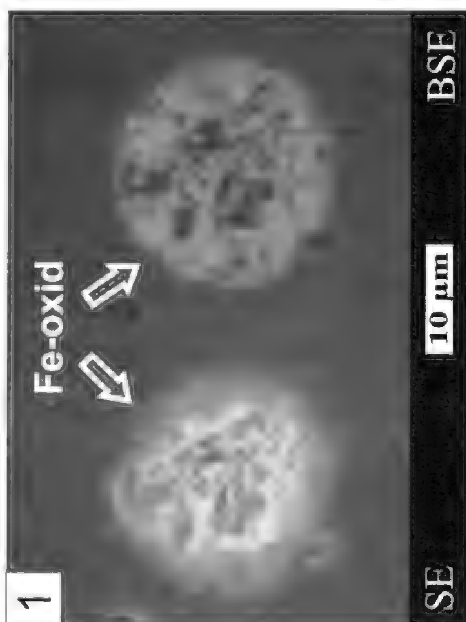


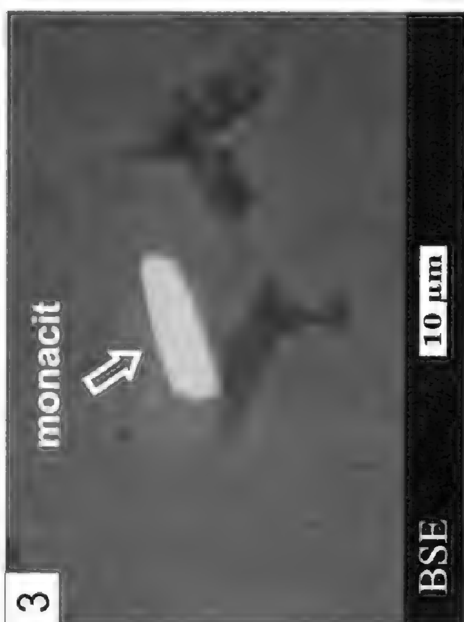


IV. tábla – Plate IV









Földtani Közlöny 136/2, 399–406. (2006) Budapest

Contributions to the knowledge of the Triviidae. XVII. A new Middle Miocene (Badenian) Trivia species (Mollusca: Gastropoda) from Borsodbóta (Hungary)

Új Trivia-faj (csiga) a borsodbótai középső-miocén (badeni) korú rétegekből

Dirk FEHSE[1] – Zoltán VICIÁN[2]

(2 tábla)

Keywords: Mollusca, Gastropoda, Triviidae, Middle Miocene, Central Parathetys, Hungary
Tárgyszavak: Mollusca, Gastropoda, Triviidae, középső-miocén, Középső-Parathetys, Magyarország

Összefoglalás

Az észak-magyarországi Borsodbóta község területén fellelhető középső-miocén képződmények gazdag faunáját számos kutató vizsgálta az elmúlt évtizedekben (KUTASSY 1928; CSEPREGHY-MEZNERICS 1969a, 1969b, 1970).

A „bótai törpe-fauna" összehasonlítva a Középső-Parathetys hasonló korú többi lelőhelyével egyedülállóan gazdag Trivia-félékben – mind a fajok száma, mind a fajokon belüli egyedszám alapján. Az elmúlt évek során a „királdi útbevágás" még hozzáférhető szakaszán előkerült nagyszámú ismert *Trivia*-féle között egy eddig ismeretlen faj számos példányát sikerült begyűjteni, amelyet jelen cikkünkben *Trivia eszterae* sp. nov. néven tárgyalunk és írunk le.

Abstract

A new Middle Miocene (Badenian) *Trivia* species of the Central Paratethys from Borsodbóta, Hungary is described. Comparisons are made with similar species from the Early Miocene of France, Badenian deposits of the Central Paratethys of Austria and Romania, and from the early Middle Miocene (Langhian) of Poland.

Introduction

Classification of the European Triviidae of the Miocene have not yet been revised. Most species are characterized by a dorsal sulcus or at least by a dorsal depression that effects the ribs. Their shell morphology is more or less similar to *Niveria nix* (SCHILDER 1922) – the type species of the genus *Niveria* JOUSSEAUME, 1884 (syn. *Sulcotrivia* SCHILDER 1933) – and those species are, therefore, assigned to that genus (FEHSE 2002). On the other hand there are not many species without any dorsal depression and those that are in this category resemble *Trivia monacha* (DA COSTA 1778) – the type species of the genus *Trivia* BRODERIP 1837. The species of the European Miocene that are assigned to the genus *Trivia* are *T. antiquosphaera* SACCO 1894, *T. burdigalensis* (D'ORBIGNY 1852), *T. densecostata* SCHILDER 1929, *T. dertonensis* (MICHELOTTI 1847), *T. grateloupi* SCHILDER 1941 (*T. vivesi* DOLIN 1998 is a junior

[1]Nippeser Str. 3, D-12524 Berlin, Germany, email: Dirk.Fehse@ftk.rohde-schwarz.com
[2]Budapest, H-1158, Neptun u. 86. 10/42., email: zvician@t-online.hu

synonym), *T. nana* SCHILDER 1941, *T. westphalica* SCHILDER 1929 and *T. zimmermanni* KOCH 1862). Almost all species are described from the French or Italian Miocene but there is not one from the Central Paratethyan Miocene except *Trivia selmae* BOETTGER 1901. More recent species demonstrate that many taxa have a wide range of distribution; for example, *T. monacha*: is known only from the British Islands, North Sea, the Netherlands, France, Spain, Portugal, northern West Africa, Canary Isles. to Western Mediterranean Sea. However, others are more restricted, with *T. lathyrus* (DE BLAINVILLE 1826) being known only from the northern and western parts of the Mediterranean Sea. Investigations indicate that similar conditions should be observable in Miocene species. Some species, such as *Niveria dimidiatoaffinis* (SACCO 1894) are found in the French and Italian Middle and Late Miocene and also in the Badenian of Romania, Austria, Hungary and Poland. Recently, one of the authors (ZV) discovered *Trivia* specimens from the Badenian of Borsodbóta, Hungary. Similar shells have never been found in Hungary and Western Europe (COSSMANN & PEYROT 1909–1935; CSEPREGHY-MEZNERICS 1954, 1969a, 1969b, 1970; GLIBERT 1952; STRAUSZ 1954, 1966). These specimens are characterized by a distinct dorsal hump that is usually found in recent species of the genus *Trivia*. The combination of the dorsal elevation with other shell features distinguish the Borsodbóta specimens from other Miocene taxa. Therefore, this species is described here as: *Trivia eszterae* sp. nov.

Abbreviations

CS – collection Franz Alfred SCHILDER, deposited in ZMB.
DFB – collection Dirk FEHSE, Berlin, Germany.
GIH – Geological Institute of Hungary.
MNHN – Muséum National D'Histoire Naturelle, Paris, France.
THH – collection Tamás Hirmetzl, Fót, Hungary.
ZMB – Zool. Museum für Naturkunde, Humboldt University, Berlin, Germany.
ZVH – collection Zoltán Vicián, Budapest, Hungary.
JGS – collection Jozef Grego, Banská Bystrica, Slovakia
ct – columellar teeth
lt – labral teeth
rr – dorsal ribs (compare FEHSE & LANDAU 2003)

Superfamily Trivioidea TROSCHEL 1863
Family Triviidae TROSCHEL 1863
Subfamily Triviinae TROSCHEL 1863
Genus: Trivia BRODERIP 1837

Type species: *Cypraea europaea* MONTAGU 1808 [= *Cypraea monacha* DA COSTA 1778] by original designation. Recent, Britain.

Trivia eszterae sp. nov.
Pl. 1, figs 1–3, pl. 2, fig. 1.

Holotype: Pl. 1, fig. 1 (GIH, M. 06. 24)
Paratype 1: Pl. 1, fig. 2 (GIH, M. 06. 25)

Type locality: Borsodbóta, "Király-útbevágás", county Borsod-Abaúj-Zemplén, Hungary.
Type stratum: Early Badenian, Middle Miocene. (CSEPREGHY-MEZNERICS 1969a, b, 1970)
Derivatio nominis: Named after the junior author's daughter, Ms. Eszter Vicián.

Shell formula: [8 (77–64) 20:19:20].

We have used the shell formula proposed by SCHILDER (1935: p. 327). This formula is derived from measurements taken from all available fully mature and normally formed specimens. It consists of the following elements: [L (W-H) LT:CT:RR]. [#] denotes that the teeth are partly absent or not countable for whatever reason. L: average length in mm, W: average width/length ratio in %, H: average height/ length ratio in %, LT: normalized number of labral teeth, CT: normalized number of columellar teeth, RR: normalized number of dorsal ribs. The normalized number of teeth – in relation to a shell of 10 mm length – is calculated as follows: T = 7 + [(c-7)*v (10/L)] T: normalized number of teeth or ribs, c: teeth or ribs counted, L: length.

Description:

The shell small sized, solid and ovate. Its spire is slightly elevated and covered by callus. Its body whorl sub-triangular, inflated and rounded, and represents about 90% of total height, both its terminals are towards posterior but only slightly. The tips of the terminals are slightly indented. The dorsum is highly elevated, with a hump mid-dorsally and without any sulcus or depression. Its ventrum is slightly convex with somewhat recurved terminals. Its aperture is narrow, somewhat semi-circular, and its widens slightly at the fossular section. Its labrum is roundly callused, narrow, curved, keeled towards its inner margin. The outer labral margin acutely shouldered. Labrum bears on its inner margin with 17–19 fine denticles. The denticles continue as fine folds onto the labrum, becoming broader onto the dorsum and ventrum, and then narrowing onto the columella and the fossula. Siphonal and anal canals follow the shell profile. The columella is concave, broad and it tapers steeply inwards. The parietal lip roundly callused and bears 16–19 fine ribs. The fossula is broadly concave, and it is not clearly delimited from the rest of the columella.The inner fossular and the columellar edge denticulated, covered by the labrum.

Variations

The development of the dorsal hump varies slightly. In some specimens is a callosity visible on the mid-dorsum. Some shells are somewhat more slender than others. The size varies between 6 and 10 mm. The dorsal ribs are sometimes broader than in other specimens.

Material and measurements

Total number of 14 specimens were examined in detail. This materials were collected by the junior author and Dr. Tamás Hirmetzl at Borsodbóta village during the years 2003 and 2005.

Holotype: L = 7.4 mm, W = 5.7 mm, D = 4.6 mm, ct 18, lt 19, rr 18 (GIH, M . 06. 24)
Paratype 1: L = 6.9 mm, W = 5.5 mm, D = 4.5 mm, ct 16, lt 17, rr – (GIH, M . 06. 25)
Paratype 2: L = 8.1 mm, W = 6.3 mm, D = 5.3 mm, ct 19 , lt 19, rr 20 (coll. DFB, No. 8482A)
Paratype 3: L = 8.4 mm, W = 6.5 mm, D = 5.4 mm, ct 18, lt 19, rr 18 (coll. DFB, No. 8482B)
Paratype 4: L = 8.1 mm, W = 6.2 mm, D = 5.3 mm, ct 18, lt 18, rr 20 (coll. ZVH, No. 201)
Paratype 5: L = 7.5 mm, W = 5.9 mm, D = 4.9 mm, ct 17, lt 17, rr 18 (coll. ZVH, No. 202)
Paratype 6: L = 9.5 mm, W = 7.3 mm, D = 6.0 mm, ct 19, lt 18, rr – (coll. ZVH, No. 203)
Paratype 7: L = 7.1 mm, W = 5.5 mm, D = 4.4 mm, ct 17, lt 19, rr 18 (coll. ZVH, No. 204)
Paratype 8: L = 8.1 mm, W = 6.3 mm, D = 5.3 mm, ct 17, lt 18, rr 18 (coll. THH, No. 0001/1)
Paratype 9: L = 8.0 mm, W = 6.2 mm, D = 5.2 mm, ct 17, lt 19, rr 18 (coll. JGS, unregistered)
Paratype 10: L = 7.7 mm, W = 6.0 mm, D = 5.0 mm, ct 18, lt 19, rr 18 (coll.THH, No.0001/2)
Paratype 11: L = 7.4 mm, W = 5.6 mm, D = 4.5 mm, ct 18, lt 19, rr 18 (coll. ZVH, No. 207)
Paratype 12: L = 7.5 mm, W = 5.8 mm, D = 4.7 mm, ct 17, lt 19, rr 18 (coll. ZVH, No. 208)
Paratype 13: L = 6.5 mm, W = 5.1 mm, D = 4.4 mm, ct 16, lt 17, rr 16 (coll. ZVH, No. 209)

Discussion:

Among the European Miocene species of the genus *Trivia* two groups can be distinguished by the shell outline. The first group has a somewhat circular outline whereas the second group has a more elliptical outline. The first group consists of *T. grateloupi*, (Pl. 2, figs 2, 4) *T. eszterae* sp. nov. (Pl. 1, fig 1–3; Pl. 2, fig 1) and *T. zimmermanni*. The second group includes *T. antiquosphaera, T. burdigalensis, T. densecostata, T. dertonensis, T. nana and T. westphalica*. This demonstrates that the new species is immediately be distinguished from the species of the second group by the shell outline only. However, *T. antiquosphaera* differs from *T. eszterae* sp. nov. by the convex ventrum, the obscured posterior terminal and the roundly elevated dorsum without a hump. *Trivia burdigalensis* has more numerous, close-set ribs that are slightly depressed mid-dorsally. In a similar way *T. densecostata* and *T. westphalica* differ from *T. eszterae* sp. nov. in this way and also by their very elongated shells. *Trivia dertonensis* is distinguished from the new species by its regularly elevated dorsum that lacks a hump and by a slight dorsal depression. *Trivia nana* has broad labrum with a less developed outer labral margin, more numerous, very close-set ribs on the dorsal centre; it is is easily distinguishable from *T. eszterae* sp. nov.

In the North Sea Basin existed *T. zimmermanni* that has a circular outline with obscured terminal projections and a very broad and thickened labrum. The aperture is very narrow and is centrally placed on the ventrum. All these features distinguish *T. zimmermanni* from the new taxon.

Dolin (1998: p. 107, text figs. 11, 12) described *Trivia vivesi* (Pl. 2, fig 3) from the Aquitanian, Early Miocene of Meilhan (= St. Martin d'Onet), SW France without discussing *T. grateloupi* Schilder 1941. He only wrote, "... s'apparente à *T. (T.) grateloupi* ..." ["... related to *T. (T.) grateloupi* ..."]. In reality the holotype of *T. vivesi* is almost identical with the type of *T. grateloupi*. There are no features that would justify distinguishing both on either specific or sub-specific levels. Therefore, *T. vivesi* is a junior synonym of the latter. *Trivia grateloupi* is very similar to *T. eszterae* sp. nov. but can be distinguished by its less numerous broader ribs (14–16 in *grateloupi* vs. 16–20 in *eszterae*), lower number of labral denticles (14–16 in *grateloupi* vs. 17–19 in *eszterae*), a more centrally placed aperture, lesser developed terminal projections and the lack of a distinct dorsal hump.

Acknowledgements

We are very grateful to Dr. József KÓKAY for his help with information about the geology of locality involved in the research and his valuable suggestions which helped to improve the manuscript. We thank very much Dr. Johannes MAYER, Austria for his useful comments about the manuscript.

Reference

BALUK, W. 1995: Lower Tortonian Gastropods from Korytnica, Poland Part 2. – *Acta Geologica Polonica* **45/3–4**, 153–225, pls. 1–38, text figs 1–2.

BOETTGER, O. 1901: Zur Kenntnis der Fauna der mittelmiocänen Schichten von Kostej im Krassó-Szörényer Komitat. – *Verhandlungen und Mittheilungen des siebenbürgischen Vereins für Naturwissenschaften* **1901**, 1–200.

BRODERIP, W. J. 1837: – In: KNIGHT (ed.): Penny Cyclopaedia. – London, 8, 256 p.

COSSMANN, M. & PEYROT, A. 1909–1935: Conchologie néogenique de l'Aquitaine. Scaphopodes et Gastropodes. – *Actes de la Société Linnéenne de Bordeaux* **69**, 157–365, 1916; 70: 5–180, pls. 1–10, 1917; 71: 181–491, pls. 11–17, 1918; 73: 5–321, pls. 1–7, 1921; 74: 257–342, 1922; 75: 71–144, 193–318, pls. 8–18, 1923; 77: 51–194, 1925; 78: 197–256, pls. 1–4, 1927; 79, Supplement: 5–263, pls. 5–14, 1928; 82: 73–126, 1931; 83: 5–116, pls. 1–10, 1931; 84: 5–288, pls. 11–18, 1932; 85: 5–71, 1933; 86: 257–353, 1935.

CSEPREGHY-MEZNERICS, I. 1954: A keletcserháti helvéti és tortónai fauna. – *Földtani Intézet Évkönyve* **41/4**, 1–185, pls. 1–12.

CSEPREGHY-MEZNERICS, I. 1969a: La faune Tortonienne-inferieure des gisements tufiques de la montagne de Bükk: Gastropodes I. – *Egri Múzeum Évkönyve* **7**, 17–34, pls. 1–8.

CSEPREGHY-MEZNERICS, I. 1969b: La faune Tortonienne-inferieure des gisements tufiques de la montagne de Bükk: Gastropodes II. – *Egri Múzeum Évkönyve* **8**, 26–46, pls. 11–18.

CSEPREGHY-MEZNERICS, I. 1970: A bükk-hegységi alsótortonai képződmények, és a „bótai törpe-fauna". – *Földtani Közlöny* **100/3**, 259–273, pls. 1–4.

DA COSTA, E. M. 1778: Historia naturalis testaceorum Britanniae, or the British Conchology. – London: xii + 254 p. + vii, 17 pls.

DE BLAINVILLE, H. M. D. 1826: Porcelaine, Cypraea (Malacozoaires). – *Dictionnaire de Science Naturelle* **43**, 1–40.

DOLIN, L. 1998: Description de trois espèces nouvelles de Cypraeidae et de Triviidae (Mollusca: Gastropoda) du Miocène inférieur (Aquitanien) de Meilhan (Landes; France). – *Cossmanniana Paris,* **5/3–4**, 103–108, 13 figs.

D'ORBIGNY, A. D. 1852: Prodome de Paléontologie, 3. – Paris (Masson) 196 p.

FEHSE, D. 2001: Korrekturen zu BALUK, W. (1995): Lower Tortonian Gastropods from Korytnica, Poland Part 2. – *Club Conchylia Informationen* **32 (4/6)**, 21–22.

FEHSE, D. 2002: Beiträge zur Kenntnis der Triviidae (Mollusca: Gastropoda). V. Kritische Beurteilung der Genera und Beschreibung einer neuen Art der Gattung Semitrivia COSSMANN, 1903. – *Acta Conchyliorum* **6**, 1–48, pls. 1–7, tabs. 1–3.

FEHSE, D. & LANDAU, B. 2003: Contributions to triviid systematics (Mollusca, Gastropoda), 6. Early Pliocene Triviidae from the western Mediterranean. – *Cainozoic Research* **2/1–2**, 87–107, text figs. 1–6.

GLIBERT, M. 1952: Gastropodes du Miocène moyen du Bassin de la Loire, deuxième partie. – *Mémoirs de Institut regional de Science naturelle de Belgique* **46/2**, 241–450, pls. 1–15.

JOUSSEAUME, F. 1884: Division des Cypraeid. – Naturaliste 1884, 414 p.

KOCH, F. E. 1862: Beiträge zur Kenntniß der norddeutschen Tertiär-Conchylien. Ancillaria, Cypraea, Voluta, Mitra. – *Archiv der Freunde der Naturwissenschaften Meklenburg* **16**, 104–113.

KUTASSY, E. 1928: A borsodmegyei Királd barnaszén-medencéje. – *Földtani Szemle* **1/5**, 253–272.

MICHELOTTI, G. 1847: Description des fossiles des terrains miocènes de l'Italie septentrionale. – *Natuurk. Verhandelingen Holl. Maatsch. Wetensch.* **3/2**, 1–408, pls. 1–17.

MOONTAGU, G. 1808: Test. Britann., (London) Suppl., 88 p.

SACCO, F. 1894: I Molluschi dei terreni terziari del Piemonte e della Liguria. Vol. 15: Cypraeidae, ed Amphiperasidae. – *Memorie della Reale Accademia delle Scienze, C. Clausen, Torino,* 1–71, 3 pls.

SCHILDER, F. A. 1922: Contribution to the knowledge of the genera Cypraea and Trivia. – *Proceedings of the Malacological Society London* **15**, 98–122.
SCHILDER, F. A. 1929: Synopsis der Cypraeacea fossiler Lokalfaunen. 5. Das Tertiär Norddeutschlands. – *Mitteilungen aus dem Mineralogisch–Geologischen Staatsinstituts, Hamburg*, **11**, 7–20.
SCHILDER, F. A. 1933: Die Cypracea des Pliocaean des Wemmelien von Belgien – *Bul. Mus. NH. Belg.* **9/9**, 28 p., 1 fig.
SCHILDER, F. A. 1935: Revision of the Tertiary Cypraeacea of Australia and Tasmania. – *Proceedings of the Malacological Society London*, **21/6**, 325–355, text figs. 1 50, 10 unnum. tabs.
SCHILDER, F. A. 1941: Verwandtschaft und Verbreitung der Cypraeacea. – *Archiv für Molluskenkunde* **73 (2/3)**, 57–120, 2 pls.
STRAUSZ, L. 1954: Várpalotai Felső-Mediterrán csigák – *Geologica Hungarica, Series Palaeontologica* **25**, 1–150, pls. 1–9, text figs. 1–3.
STRAUSZ, L. 1966: Die miozan-mediterranen Gastropoden Ungarns. – Akadémiai Kiadó (Budapest): 692 p., 79 pls., 221 text figs.
TROSCHEL, F. H. 1863: Das Gebiss der Schnecken zur Begründung einer natürlichen Classification. Bd. 1 – Nicolaische Verlagsbuchhandlung, Berlin: 214 p, 20 pls.

Kézirat beérkezett: 2006. 03. 20.

Explanation of Plates

Plate 1

1. *Trivia eszterae* nov. sp. Holotype, (GIH, M . 06. 24), ×5, early Badenian, Middle Miocene, Borsodbóta, county Borsod-Abaúj-Zemplén, Hungary.

2. *Trivia eszterae* nov. sp. Paratype 1, (GIH, M . 06. 25), ×5, early Badenian, Middle Miocene, Borsodbóta, county Borsod-Abaúj-Zemplén, Hungary.

3. *Trivia eszterae* nov. sp. Paratype 4, coll. ZVH, No. 201, ×5, early Badenian, Middle Miocene, Borsodbóta, county Borsod-Abaúj-Zemplén, Hungary.

Plate 2

1. *Trivia eszterae* nov. sp. Paratype 5, coll. ZVH, No. 202, ×5, early Badenian, Middle Miocene, Borsodbóta, county Borsod-Abaúj-Zemplén, Hungary.

2. *Trivia grateloupi* SCHILDER, 1941 Holotype, CS, No. 3630, ´5 (L = 6.0 mm), "faluns de Touraine", Middle Miocene, "Touraine", France.

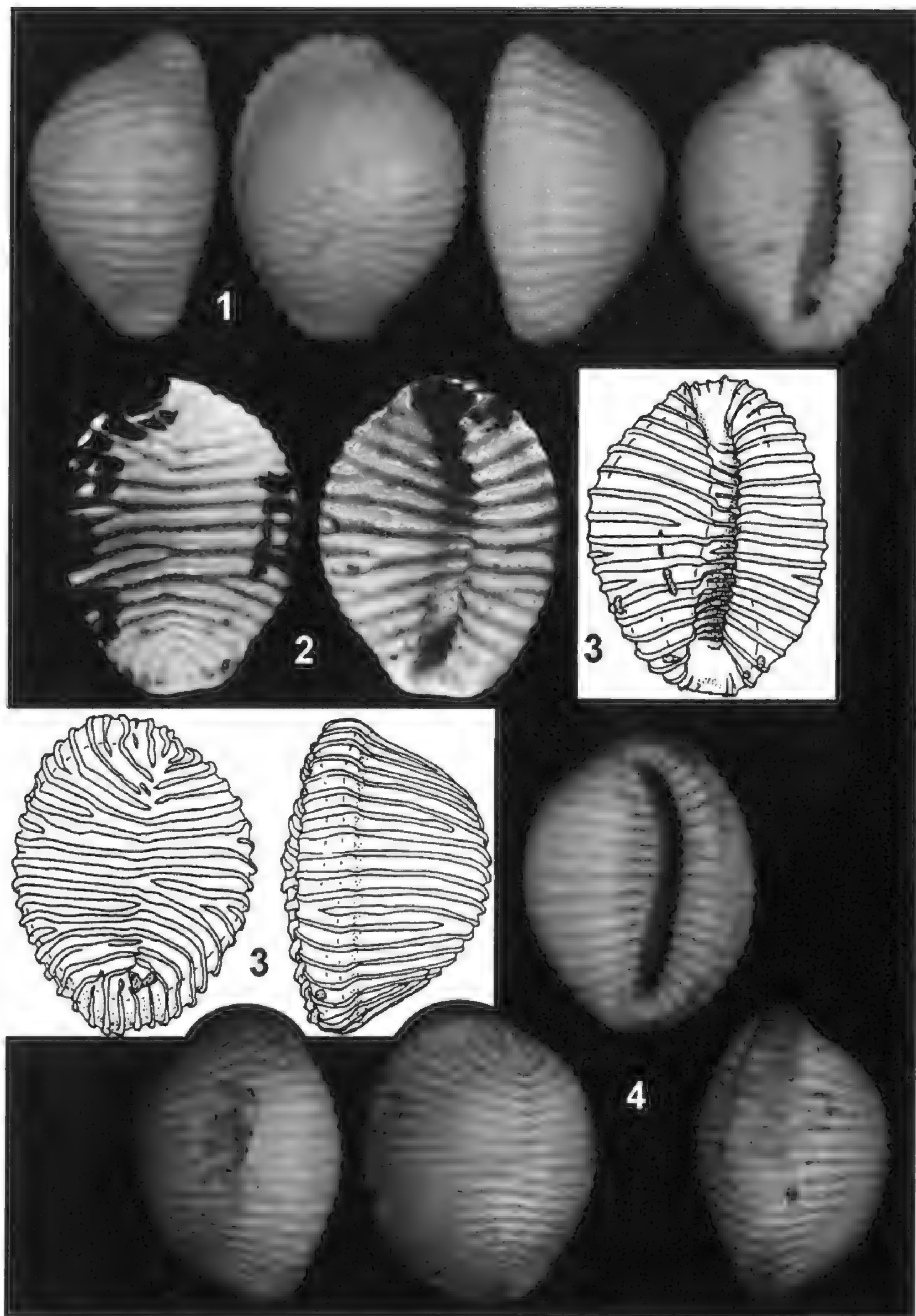
3. *Trivia vivesi* DOLIN, 1998 Holotype, MNHN (L = 10.0 mm), ×5, Aquitanian, Early Miocene, Meilhan (= St. Martin d'Onet), dép. Landes, France.

4. *Trivia* cf. *grateloupi* SCHILDER, 1941, coll. DFB, No. 5447-1 (L = 11.8 mm), ×5, Aquitanian, Early Miocene, Meilhan (= St. Martin d'Onet), dép. Landes, France.

Plate I



Plate II



Földtani Közlöny 136/2, 407–430. (2006) Budapest

Az alföldi pannóniai s.l. képződmények ásványi összetétele I. A pannóniai s.l. homokok és homokkövek jellemzői és eredete

The mineral composition of the Pannonian s.l. Formations in the Hungarian Plain (I). The characteristics and origins of the Pannonian s.l. sands and sandstones

THAMÓNÉ BOZSÓ Edit[1] – JUHÁSZ Györgyi[1] – Ó. KOVÁCS Lajos[2]

(9 ábra, 1 táblázat)

Tárgyszavak: pannóniai s.l., Alföld, homokok és homokkövek, nehézásványok, beszállítási irányok, statisztikai vizsgálatok
Keywords: Pannonian s.l., Alföld (Hungarian Plain), sands and sandstones, heavy minerals, transport directions, statistical methods

Abstract

The composition and origin of sediments transported from different directions into Lake Pannon – which was on the area of the Hungarian Plain during the Late Miocene – Pliocene (Pannonian s. l.) – were studied on the basis of the available heavy mineral data of 868 sand and sandstone samples from 53 boreholes. Statistical methods were also used and the depositional facies were taken into account.

Based on the results of cluster and discriminant analyses, characterize the mineral composition of sediments which came from different directions could be characterised, the transport directions based on seismic interpretations could be corrected, and transport directions far from the source areas could be deduced (e.g. sands coming from NW reached the middle and southern parts of the Hungarian Plain). The results of correlation analysis indicate the origin of some minerals and also point towards selective sorting.

The occurrence of heavy minerals shows that the detritus of the low grade metamorphic rocks of the Carpathians; and recycling of older sedimentary rocks (primarily flysch sediments of the surrounding areas) spread almost over the whole area that was studied. Minerals that originated from medium- and high-grade metamorphic rocks are most abundant in the NW, in the fluvial sands of the Jászság Basin and the Danube–Tisza Interfluve. These minerals originated in the Western Carpathians, the Alps and the Bohemian Massif. In the sands that came from the NE, minerals from the Inner Carpathian volcanites are characteristic; they are most frequent in the North part of the Transtisza region, but also occur in its southern part, and in other areas, too. The sediments which came from the SE and E into the Hungarian Plain are subordinate in quantity and have a varying composition. They originated from the Apuseni Mountains.

Összefoglalás

A Pannon-tó alföldi területére különböző irányokból érkező üledékanyag összetételét 53 db fúrás 868 db homok, illetve homokkő mintájának korábbi mikromineralógiai vizsgálati eredményei alapján értékeltük ki, részben statisztikai módszerek segítségével, figyelembe véve a képződmények fáciesét is.

Az alkalmazott klaszteranalízis és diszkriminancia-analízis eredményei alapján sikerült jellemezni a fő beszállítási irányokból érkezett üledékek összetételét, tovább pontosítani a szeizmikus mérések alapján

[1]Magyar Állami Földtani Intézet, Medenceanalízis Osztály, 1143 Budapest, Stefánia út 14.
[2]Magyar Geológiai Szolgálat, Információs Központ, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

kijelölt üledékbeszállítási irányokat, és meghatározni a lehordási területtől távolabbra jutott homokok beszállítási irányait, például azt, hogy az ÉNy felől érkező homokok eljutottak az Alföld középső és déli részére is. A korrelációszámítás eredményei segítségével egyes ásványok eredetére következtettünk, és kimutathatóvá vált a szelektív osztályozódás hatása is.

A nehézásványok elterjedése alapján arra következtettünk, hogy a Kárpátok kisfokú metamorfózis során keletkezett kőzeteiből, illetve idősebb üledékes kőzetek, elsősorban a Pannon-medencét övező flis áthalmozódásából az Alföldön szinte mindenhová eljutott a törmelékanyag. Közepes és nagy fokú metamorfitokból az ÉNy-i felhalmozódási területre érkezett a legtöbb anyag, elsősorban a Jászsági-medence és a Duna–Tisza köze folyóvízi homokjaiba, melyek forráskőzetei a Nyugati-Kárpátokban, az Alpokban és a Cseh-masszívumban lehettek. Az ÉK felől érkező homokokra a belső-kárpáti vulkáni vonulatból származtatható ásványok jellemzőek, melyek az Észak-Tiszántúlon a leggyakoribbak, de a Tiszántúl déli részén és másutt is számottevő a mennyiségük. Az Alföldre DK, K felől érkező, alárendelt, változatos összetételű üledékanyag az Erdélyi-középhegységből származtatható.

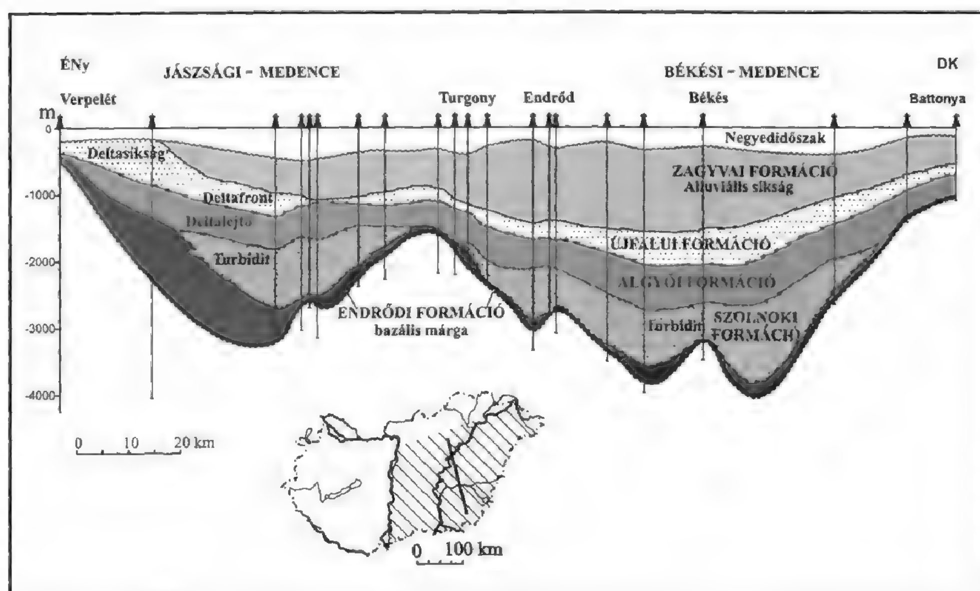
Bevezetés

A szedimentológiai adatok, a szeizmikus és lyukgeofizikai mérések, valamint a szekvenciasztratigráfiai eredmények alapján a Pannon-tó Alföldre eső területére az üledékanyag elsősorban ÉNy és ÉK, alárendelten DK felől érkezett nagy folyóvízi és deltarendszereken keresztül a pannóniai s.l. során. A homok- és homokkőminták mikromineralógiai vizsgálati eredményei alapján az üledékanyag eredetére vonatkozóan számos következtetést vontak már le korábban. A mikromineralógiai adatok mostani együttes kiértékelése viszont lehetővé teszi az ásványi összetétel térbeli és időbeli változásának nyomonkövetését, a fő beszállítási irányokból érkezett üledékanyag összetételének jellemzését és eredetének kiderítéséhez is hozzájárul.

A vizsgált pannóniai s.l. üledéksor az extenziós medence kialakulását követő post-rift tektonikai fázisban, a fokozatosan kiédesedő Pannon-tó süllyedő medencéjében rakódott le (Horváth 1993, Horváth & Cloething 1996). A pannóniai során a medencét az ÉNy-i és ÉK-i irányból progradáló deltarendszerek által szállított hatalmas mennyiségű törmelékanyag fokozatosan töltötte fel, míg a már feltöltött területeken folyóvízi üledékek rakódtak le (Bérczi & Phillips 1985, Pogácsás et al. 1988, Révész et al. 1989, Juhász 1992, 1994, Vakarcs 1997, Magyar et al. 1999, Tóthné Makk 2002, Juhász et al. 2006). Az így képződött üledékanyag vastagsága az Alföldön meghaladja az 5000 m-t, legvastagabb a Jászsági- és a Békési-medencében, valamint a Makó-Hódmezővásárhelyi- és a Derecskei-árokban.

A medencét alulról fölfelé fokozatosan sekélyedő vízmélységben képződött litofáciesek építik fel (Jámbor et al. 1987, Bérczi et al. 1987, Jámbor 1991, Juhász 1992, 1994). A néhány helyen előforduló szigetek partvonala mentén parti konglomerátum és homok képződött (Békési Formáció). A hemipelágikus bazális márgák (Endrődi Formáció) fölött a medence legmélyebb zónáiban finomhomokos turbiditek települnek (Szolnoki Formáció), amelyek helyenként több száz méter vastagságot érnek el. A turbiditek fölött az Alföldön általános elterjedésű nyíltvízi, medencelejtőn, illetve deltalejtőn képződött agyagmárga összletet találunk helyenként homokos üledékkel (Algyői Formáció). E fölött deltafront, deltasíkság és parti síkság környezetekben leülepedett képződmények települnek (Újfalui Formáció), melyekben a deltaágak mederkitöltéseit, valamint torkolati zátonyait finom és középszemcsés homok építi fel. (Ez utóbbi képződményekre a szövegben „deltafáciesű homokként" utalunk.) A tó környezetében, illetőleg feltöltődése után

lerakódott folyóvízi üledékek alkotják a pannóniai üledéksor legfelső tagját (Zagyvai és Nagyalföldi Formáció). A folyóvízi képződményekben a mederkitöltések, övzátonytestek és a gátszakadási üledékek adják a homok testeket. Az itt felsorolt pannóniai litofáciesek fáciesasszociációkat alkotnak, amelyek térben nagyon jól korrelálhatók és térképezhetők az Alföldön (*1. ábra*). Jelen munka célja az Alföldre a különböző beszállítási irányokból érkezett pannóniai s.l. homok és



1. ábra. Hagyományos földtani szelvény az Alföld pannóniai s. l. rétegsorában (JUHÁSZ 1992)

Fig. 1 Geological cross-section of the Pannonian s.l. succession (JUHÁSZ 1992)

homokkő képződmények ásványi összetételének jellemzése, eredetük kutatása és a lehordási területtől távolabbra jutott üledékek beszállítási irányainak meghatározása volt.

Az Alföld pannóniai képződményeinek származása a korábbi mikromineralógiai vizsgálati eredmények alapján

A hazai pannóniai homok- és homokkőtestekből igen sok, közel háromezer mikromineralógiai vizsgálat készült, melyek egy része az Alföldön mélyült fúrások anyagának vizsgálatára irányult. A Duna–Tisza közén MOLNÁR (1965a) vizsgálatai szerint a klorit- és karbonátgazdag pannóniai üledékek elsősorban paleozoos kristályos kőzetekből és karbonátokból származtathatók, és a felső-pannóniai homokok és homokkövek ásványi összetétele lényegesen összetettebb, mint az alsó-pannóniai homokoké, de hasonló a pleisztocén üledékekéhez. A Duna–Tisza köze déli részére ÉÉNy-ról és Ny-ról metamorfitok és magmás kőzetek lehordásából érkezett az üledék (MOLNÁR 1977), és a Duna hordalékkúpja a késő-pannóniaiban egészen

Szegedig húzódott (MOLNÁR 1990). ELEK (1979a) szerint a Duna–Tisza köze középső részén a metamorf kőzetekből származó üledékanyag mellett a fúrások felső szakaszán az amfibolok és piroxének közeli andezitek lehordását jelzik. Jánoshalmánál az alsó-pannóniainál változatosabb összetételű felső-pannóniai homokok a dunántúli és az alföldi azonos korú képződményekhez hasonlóak (FRANYÓ 1988).

MOLNÁR & FEKETE (1973) kimutatta, hogy Jászladánynál a felső-pannóniai–pliocén üledékek elsősorban a Szlovák-érchegység kisfokú metamorf kőzeteiből, alárendetebben a Mátra andezitjéből, valamint a Gömöridák és a Bükk karbonátjaiból származtathatók. GEDEONNÉ RAJECZKY (1976a) szerint az Észak-Alföldön a felső-pannóniai–pliocén homokok északról paleozoos alacsony fokú metamorfitokból, részben a Gömöridák glaukofánpalájából, idősebb (oligocén és miocén) üledékes kőzetek áthalmozódásából, valamint egyes helyeken (pl. Egyeknél) északi vulkáni területről érkeztek. A Tiszántúl ÉK-i részén a Gelénes G–1 fúrásban PANTÓ (1966) szerint a homokok összetétele tükrözi a késő-pannóniai riolitos–andezites vulkanizmust. MOLNÁR (1965a) a neogén vulkanitokból származó barna amfibolt jellemzőnek tekintette az alföldi pannóniai homokokra, amely külön nehézásvány provinciát alkot. A Tiszántúl középső részén Vésztőnél ELEK (1980a) D és DK felől az Erdélyi-középhegység metamorf kőzetanyagának behordását és miocén üledékes kőzetek áthalmozódását feltételezte. MOLNÁR (1966a) szerint a Békési-medencébe, illetve Szarvas térségébe a kloritgazdag üledékanyag északról érkezett metamorfitok lehordásából, Gyomához pedig a nagy magnetit tartalmú homokok ÉNy vagy É felől. GEDEONNÉ RAJECZKY (1976b) vizsgálatai alapján Szarvasnál a fiatalabb pannóniai üledékekben a klorit és a gránát-epidot nehézásvány-asszociációk idősebb üledékes kőzetekből halmozódtak át, valamint az Erdélyi-középhegység különböző kőzeteiből származnak. Mindszent és Csongrád térségébe GEDEONNÉ RAJECZKY (1973) szerint északról a Gömöridák, a Vepor és a Tatridák metamorfitjainak lepusztuló anyaga is eljutott, valamint DK-ről a Déli-Kárpátok és a Pojána Ruszka kőzeteiből, valamint részben a peremterületek idősebb üledékes kőzeteinek áthalmozódásából is érkezett törmelékanyag. Az Ős-Duna üledékei is elérték ezt a területet, aminek első jele a gránátos antofillitpala-kavicsok megjelenése a Mindszent K–88 fúrásban 967,3 m mélységben. Csongrádnál a felső-pannóniai homokok nagy klorit és gránát tartalma GEITH (1982) szerint metamorfizálódott kloritgazdag üledékanyag túlsúlyát jelzi a lehordási területen.

Üllésnél MOLNÁR (1965a) vizsgálatai alapján a homokok és homokkő testek anyaga a medencealjzat paleozoos kristályos kőzeteiből és karbonátjaiból, valamint az ásványok egy része (amfibol, gránát, piroxén, magnetit) keletről az Erdélyi-középhegységből származhat. Algyőnél BÉRCZI (1969) szerint a homokkő rétegek ásványai főként metamorfitokból valók és a dunántúli pannóniai, valamint a jelenlegi dunai homokokhoz hasonló összetételük alapján alpi eredetűek, magmás ásványok pedig csak alárendelten fordulnak elő az itteni szelvények felső szakaszán. A DK-Alföldre ÉK és K felől magmás és metamorf kőzetekből érkezhetett az üledék (MOLNÁR 1977), Tótkomlós területére pedig a Déli-Kárpátokból és a Bihar-hegység, ill. Erdélyi-érchegység nagyfokú metamorfitjaiból (FRANYÓ 1992).

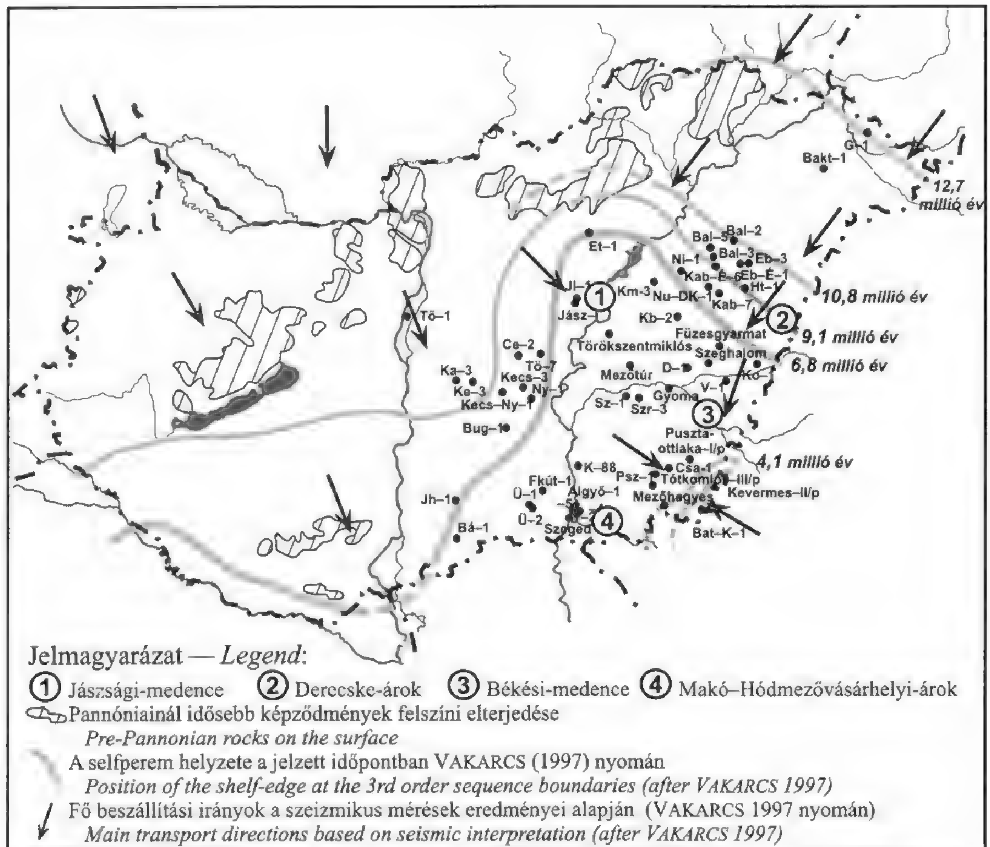
A mikromineralógiai vizsgálati adatok korábbi statisztikus kiértékelése szerint (THAMÓ-BOZSÓ & JUHÁSZ 2002) a Jászsági-medencébe ÉNy és É felől érkezett a gránát és epidot tartalmú üledékanyag a Nyugati-Kárpátok metamorfitjaiból, a biotit és

ilmenit pedig elsősorban közeli vulkanitokból. A Derecskei-árokban a nagy amfibol-, magnetit-, gránát-, biotit- és piroxéntartalmú homok- és homokkőtestek anyaga főként ÉK-ről a belső-kárpáti vulkáni vonulatból származhatott. A Békési-medencébe, ahol az előző ásványok mellett a klorit is jellemző, elsősorban K-ről, az Erdélyi-középhegységből érkezett a törmelékanyag, míg a Makó–Hódmezővásárhelyi-árok klorit-, gránát-, epidot- és amfibolgazdag homokjaiba ÉNy felől metamorf kőzetekből és a battonyai területen DK–K felől az Erdélyi-középhegységből. Mindezek mellett az idősebb üledékes kőzetek áthalmozódásából származó anyagnak is mindenütt nagy szerepe lehetett.

Az Alföldre a fő beszállítási irányokból, azaz ÉNy és ÉK felől érkező, kb. 6–8 millió éve lerakódott deltafáciesű homokok és homokkövek vizsgálata szerint (THAMÓ-BOZSÓ et al. 2004) azok nagyon hasonló kloritgazdag összetétele metamorf kőzetekből és feltehetően flis áthalmozódásából származhat, míg a plutóni és vulkáni forráskőzetek szerepe alárendelt. Az ÉK-ről érkezett homokokban az amfibol, a piroxén, a biotit és a magnetit-ilmenit gyakorisága neogén vulkanitok anyagának üledékbe kerülését jelzi.

Alapadatok és alkalmazott módszerek

A Pannon-tó alföldi területére különböző irányokból érkező üledékanyag összetételét a korábbi mikromineralógiai vizsgálatok eredményei alapján tanulmányoztuk. A rendelkezésre álló publikált és kéziratos munkákban közölt mikromineralógiai adatok közül csak azokat vettük figyelembe, amelyek pontosan beazonosíthatók voltak, és fáciesüket meg tudtuk határozni, illetve formáció-besorolásukat el tudtuk végezni a fúrások karotázsszelvényei és a fúrási dokumentációk alapján. A besorolás után 53 db fúrásból 868 db homok, ill. homokkőminta mikromineralógiai adatait vettük figyelembe, melyek legtöbbje a 0,1–0,2 mm-es szemcsefrakcióra vonatkozik. A felhasznált adatokat MOLNÁR (1965a, b, c, 1966a, b, 1976, 1977, 1980), MOLNÁR & FEKETE (1973), PANTÓ (1966), VADÁSZ (1969), BÉRCZI (1969), JÁMBOR & SOMSSICHNÉ (1969), SOMSSICHNÉ et al. (1971), RÓNAI (1972), GEDEONNÉ RAJETZKY (1973, 1976a,b), ELEK (1979a, b, 1980a, b, c, 1981, 1987), ELEK et al. (1982), FRANYÓ (1988, 1992), FRANYÓ et al. (1983), GHEITH (1981, 1982), LENNER et al. (1985) és THAMÓ-BOZSÓ et al. (2004) publikációi tartalmazzák. A kiértékelt homok- és homokkőmintákat tartalmazó fúrások elhelyezkedése a 2. *ábrán* látható, ahol a selfperem különböző helyzeteit és a szeizmikus mérések eredményei alapján kijelölt üledékbeszállítási irányokat is feltüntettük VAKARCS (1997) nyomán. (Néhány fúrás pontos számát a kutatási területen belül a szerzők nem közölték.) A minták térbeli és időbeli helyzete nagyon változó. A legtöbb fúrás nem harántolta át a pannóniai képződményeket, mivel a negyedidőszaki üledékek kutatására irányult. A földtani alapfúrásokból általában igen sok mikromineralógiai vizsgálat készült, míg a mélyebb olajipari fúrásokból szórványosak az adatok. A képződmények pontos kora csak néhány helyen ismert, a Dévaványa D–1 és a Vésztő V–1 fúrásokban paleomágneses mérések történtek (COOKE et al. 1979), a bácsalmási fúrásban bentonitosodott riolittufa betelepüléseken végeztek K/Ar kormeghatározást (KOVÁCS 1992).



2. ábra. A kiértékelt homok és homokkő mintákat tartalmazó fúrások elhelyezkedése

Fig. 2 Location of the wells sampled for sand and sandstone investigation

A kiértékelt minták 200 és 2990 m közötti mélységből valók, harmad részük a mélymedencék területére esik (Jászsági-medence, Makó–Hódmezővásárhelyi-árok, Békési-medence, Derecskei-árok), a többi a kevésbé mély helyzetű területekre (*2. ábra*), zömük finomszemű homok, a közép és durvaszemű homokok ritkábbak, és csak 8%-uk cementálódott homokkővé.

A minták mikromineralógiai adatait statisztikai módszerekkel, klaszteranalízissel, diszkriminancia analízissel és korrelációszámítással elemeztük, valamint az üledékek eredetére a fő nehézásványok és az egyes forráskőzetekre utaló ásványok alapján következtettünk. Mivel a homokok származásáról a könnyűfrakciónál sokkal változatosabb nehézfrakció, azon belül a törmelékes eredetű nehézásványi összetétel hordozza a legtöbb információt, ezért a statisztikai módszerek esetében a minták autigén és diagenetikus ásványainak elhagyásával csak törmelékes nehézásványi összetételüket vettük figyelembe. Az ásványneveket BOGNÁR (1995) szerint használtuk.

A klaszteranalízis a mintákban előforduló 23 fő törmelékes nehézásvány darabszázalékos gyakorisága alapján készült, olyan eljárással, amely az ásványi összetétel

hasonlóságának mértékét az adatok transzformációja nélkül, abszolút különbségeik (euklideszi távolságuk) alapján számítja, szórásarányosan súlyoz és a csoportok kapcsolatrendszerét a súlyozott átlag technika segítségével építi fel (DAVIS 1986, Ó. KOVÁCS 1986). A klaszteranalízis eredményét megjelenítő dendrogram szemlélteti a minták csoportokba rendeződését, azaz hasonlóságuk, illetve különbözőségük mértékét. Ez a módszer sikeresen alkalmazható az üledékek származásának és beszállítási irányainak kiderítésére (IBBEKEN & SCHLEYER 1991, THAMÓ-BOZSÓ et al. 2002). A klaszteranalízis a kezelhető mintaszám korlátozottsága miatt a minták kisebb, területegységenkénti csoportjain külön-külön készült. A területegységeket úgy alakítottuk ki, hogy a korábbi szeizmikus és szekvenciasztratigráfiai, valamint szedimentológiai kutatások alapján azok bizonyítottan az egyes fő behordási irányokba essenek, illetőleg külön csoportba helyeztük az összefogazódás területeire eső mintákat.

A diszkriminancia-analízis (LE MAITRE 1982, SPSS 1998a, b) egyidejűleg az összes minta összetételének figyelembevételével került alkalmazásra és az alapadatok ugyanazok voltak, mint a klaszteranalízis esetében, néhány igen ritka alkotó elhagyásával. Ez a statisztikai elemzési módszer a minták hasonlóságát előre kijelölt mintacsoportokhoz, illetve azok statisztikai középpontjához viszonyítva adja meg. A mintacsoportok meghatározásakor figyelembe vettük a földtani értelmezések során kapott behordási irányokat, ezek időbeliségét a szekvenciasztratigráfiai vizsgálatok alapján. Öt külön csoportba rendeztük a mintákat: 1. biztosan ÉK-ről érkezett idősebb üledékanyag; 2. biztosan ÉNy-ról érkezett idősebb üledékanyag; 3. a Jászsági-medence ÉK, ill. É felől származtatható fiatalabb üledékanyaga; 4. a DK-Alföld DK felől származtatható fiatalabb üledékanyaga; 5. azok a minták amelyekbe több irányból is érkezhetett üledékanyag. Az 1. és a 2. csoport mintáit a 6,8 millió évvel ezelőtti selfperem elterjedésével határoltuk le (2. *ábra*). A diszkriminancia-analízis eredményeként a minták két- vagy háromdimenziós koordinátarendszerbe kivetítve jeleníthetők meg törmelékes nehézásványaik gyakoriságaira épülő, célszerűen képzett ún. diszkriminancia-függvények alapján. A koordinátarendszerben a minták egy előre kijelölt mintacsoporthoz való közelebbi helyzete ahhoz való hasonlóságukra utal. A vizsgálat minden egyes mintára meghatározza az előre kijelölt csoportokhoz való hasonlóságának mértékét, és be is sorolja a mintákat ezekbe a csoportokba.

Korrelációszámítással (DAVIS 1986, LE MAITRE 1982) a törmelékes nehézásványok egymáshoz viszonyított mennyiségének alakulását, kapcsolatát vizsgáltuk. Az egymással pozitív korrelációt mutató ásványok feltehetően hasonló eredetűek, vagy az üledékképződés során hasonlóan viselkednek. Ez a módszer segíthet kideríteni az olyan ásványok eredetét, amelyek különböző magmás és metamorf forráskőzetekből is származhatnak.

A kiértékelt homokok és homokkövek származására utaló ásványok megjelenését és elterjedését is vizsgáltuk. Ezek az ásványok (pl. glaukofán, sillimanit, kianit, andaluzit, sztaurolit, kőzettöredékek stb.) pontosabban jelzik a homok eredetét (PETTIJOHN et al. 1972, PETTIJOHN 1975, ZUFFA 1985, BALOGH & HAJDÚNÉ MOLNÁR 1991, MANGE & MAURER 1992), még akkor is, ha geokémiai jellemzőikről nem állnak rendelkezésünkre adatok.

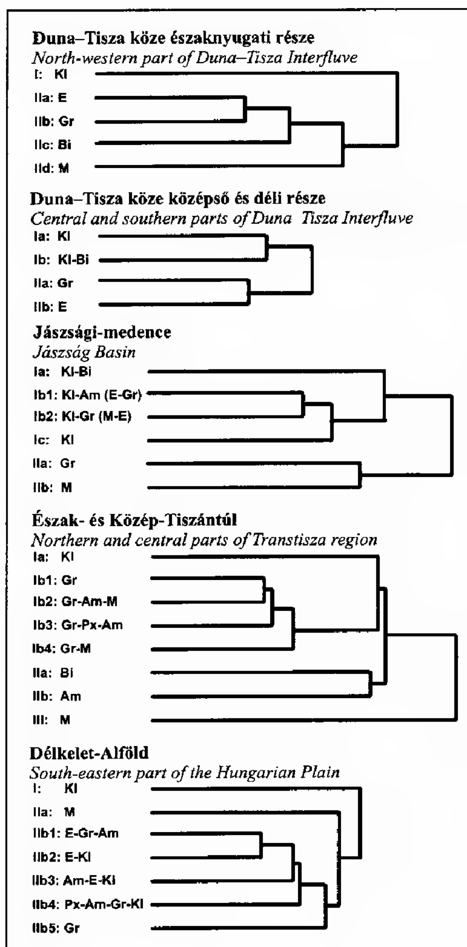
Eredmények

A fúrások karotázsszelvényei és a fúrási anyagok alapján elvégzett fácies-, illetve formációértékelés szerint a vizsgált homok és homokkő minták négy formációba tartoznak. A minták több mint fele (58%) a főként deltafront és deltasíkság fáciesű Újfalui Homokkő Formációból való, sok a Zagyvai Formációba tartozó folyóvízi homok (38%), míg lényegesen kevesebb vizsgálat készült a medencelejtő üledékekből, melyek az Algyői Fomációt alkotják (3%), és a turbidit eredetű Szolnoki Homokkő Formációból (1%).

A klaszteranalízis eredményei

A területegységenként készült klaszteranalízis eredményeként kirajzolt dendrogramokon (*3. ábra*) a csoportok és alcsoportok jele tükrözi az oda tartozó minták leggyakoribb törmelékes nehézásványait.

A Duna–Tisza köze ÉNy-i részéről 3 fúrásból (Tököl Tö–1, Kunadacs Ka–3, Kerekegyház Ke–3) vizsgált 165 db minta – főleg delta-, és részben folyóvízi üledék – két fő csoportot alkot a klaszteranalízis szerint. A kloritgazdag minták az I. csoportba tartoznak. A II. csoport alcsoportjaiban epidot-, gránát-, biotit- vagy magnetitdús mintákat találunk (IIa, IIb, IIc, és IId), amelyek egymáshoz többé-kevésbé hasonlóak. A Duna–Tisza köze középső és déli részén 8 fúrás (Kecskemét Kecs–3 és Kecs–NY-1, Nyárlőrinc NY–1, Törtel Tö–7, Cegléd Ce–2, Bugac Bug–1, Jánoshalma Jh–1, Bácsálmás Bá–1) 168 db mintája delta és folyóvízi üledékeket képvisel. Ezek is két fő csoportot alkotnak, a klorit- és klorit-

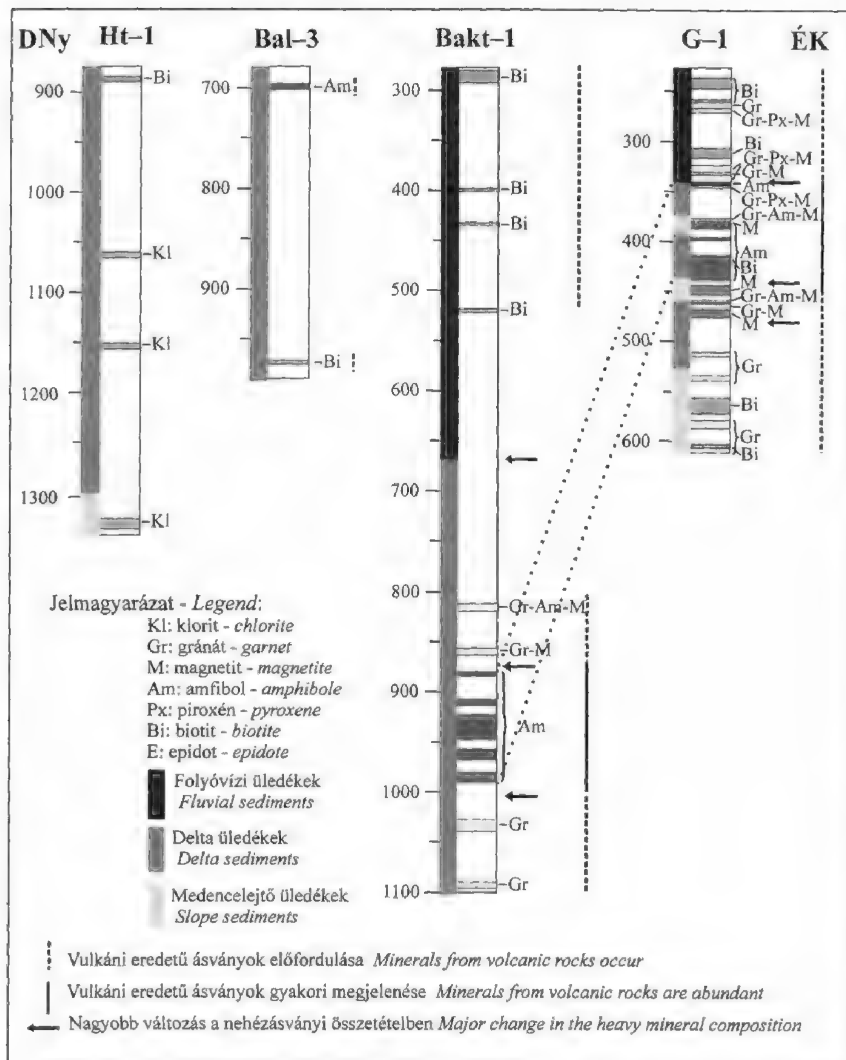


3. ábra. A klaszteranalízis eredménye. Kl: klorit, Gr: gránát, E: epidot, M: magnetit, Am: amfibol, Px: piroxén, Bi: biotit. Figyelembe vett törmelékes nehézásványok: amfibol, andaluzit, apatit, biotit, cirkon, epidot, gránát, hematit, kianit, klinizoisit, klorit, kloritoid, korund, magnetit-ilmenit, piemontit, piroxén, rutil, sillimanit, szerpentin, sztaurolit, titanit, turmalin, zoisit

Fig. 3 Dendrograms of the results of cluster analysis. Kl: chlorite, Gr: garnet, E: epidote, M: magnetite, Am: amphibole, Px: pyroxene, Bi: biotite. Detrital minerals, which were taking into account: amphibole, andalusite, apatite, biotite, zircon, epidote, garnet, hematite, kianite, clinizoisite, chlorite, chloritoid, corundum, magnetite-ilmenite, piemontite, pyroxene, rutile, sillimanite, serpentine, titanite, staurolite, tourmaline, zoisite

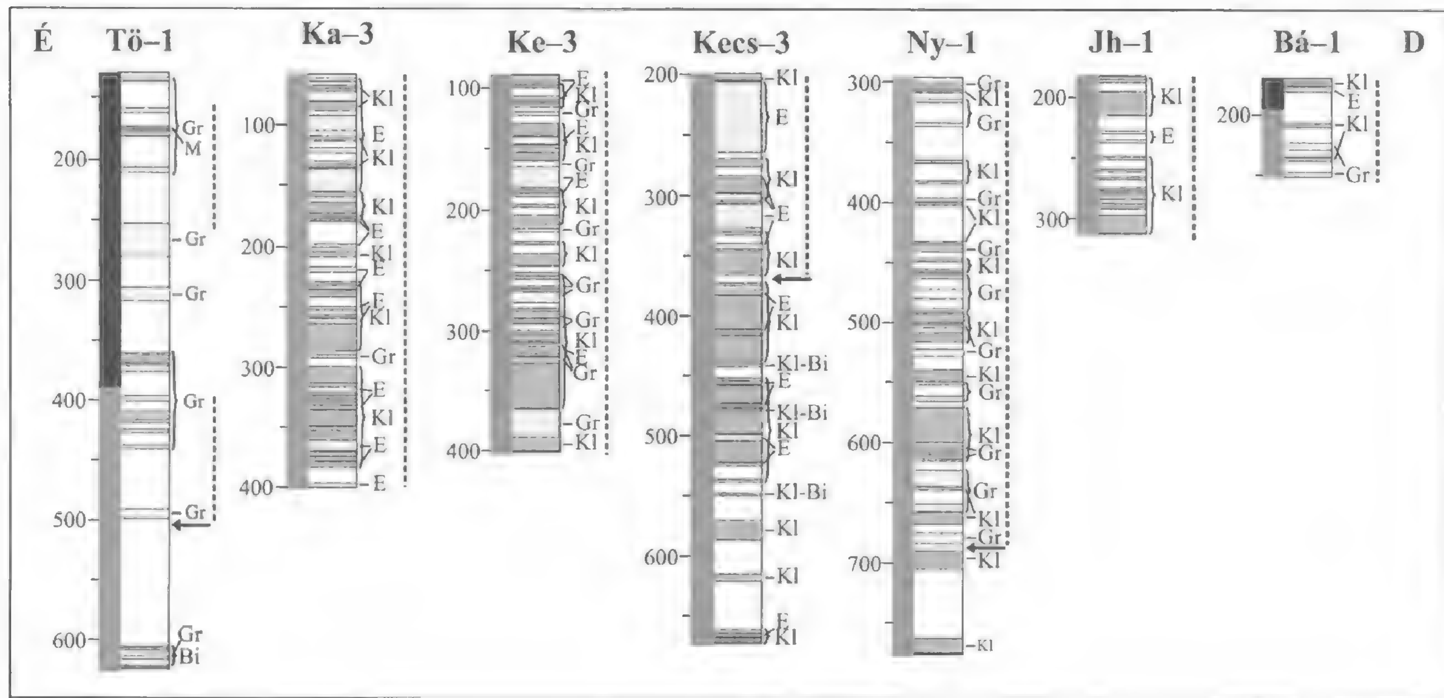
biotitban gazdag minták az I., a nagy gránát- és epidottartalmúak pedig a II. csoportba tartoznak. Eszerint a Duna–Tisza közén a homok-, illetve homokkőminták fele nagy klorittartalmú (I. csoport) és némileg elkülönül a többi mintától.

A Jászsági-medence 3 fúrásából (Jászladány Jl–1 és Jász–I, Erdőtelek Et–1) vizsgált 112 db minta szintén főként delta és részben folyóvízi fáciesű. Itt is két fő csoport és több alcsoport alakult ki (*3. ábra*). Az I. csoportba a kloritgazdag minták tartoznak, amelyek egy részében számottevő a biotit, illetve az amfibol, az epidot, a gránát és a



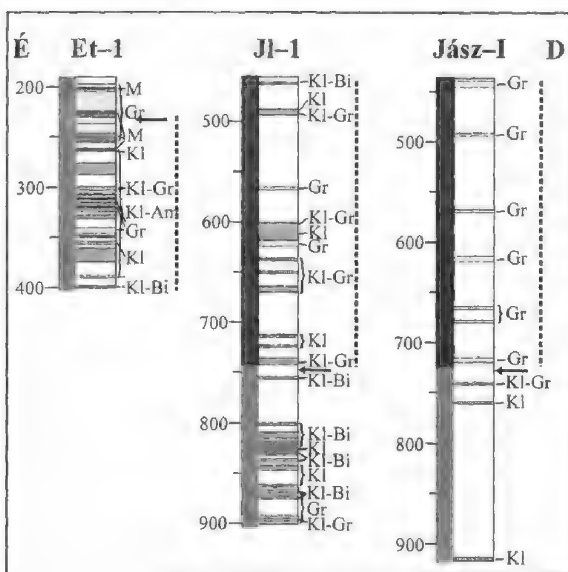
4. ábra. A homokok és homokkövek jellemző nehézásványi összetétele az ÉK-Tiszántúlon
(Az ábrákon helyszűke miatt a mintákat tartalmazó fúrásszelvény-szakaszok nem a jelenlegi felszínalatti mélységüknek megfelelően kerültek ábrázolásra.)

Fig. 4 Characteristic heavy minerals of sand and sandston bodies on the NE part of Trans-Tisza region
(Borehole sections with the samples are not illustrated in the figures according to their recent depth because of the lack of space.)



5. ábra. A homokok és homokkövek jellemző nehézásványi összetétele a Duna Tisza közén. Jelmagyarázat a 4. ábrán

Fig. 5 Characteristic heavy minerals of sand and sandstone bodies in the wells on the Danube-Tisza interfluve. For legend see Fgi. 4

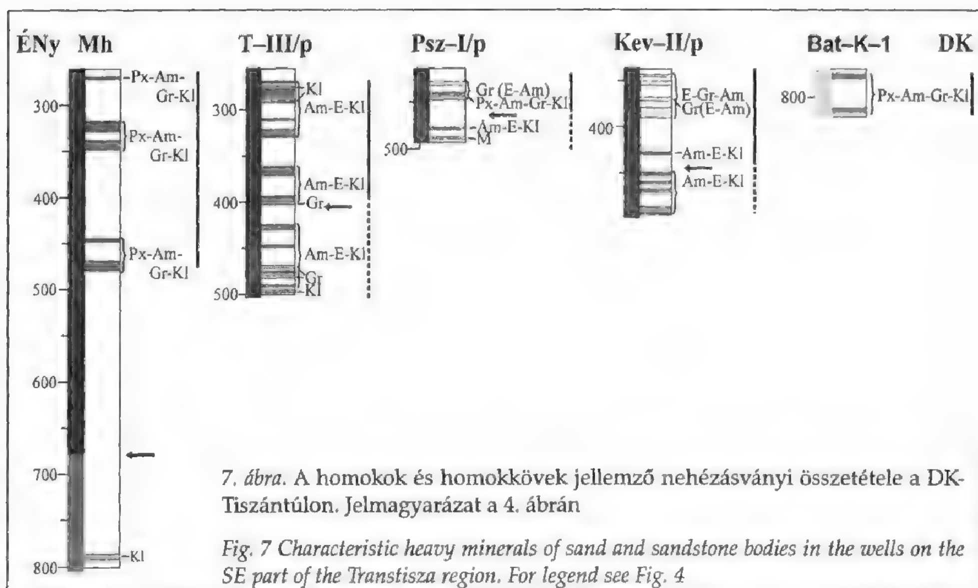


6. ábra. A homokok és homokkövek jellemző nehézásványi összetétele a Jászsági-medencében. Jelmagyarázat a 4. ábrán

Fig. 6 Characteristic heavy minerals sand and sandstone bodies in the wells on the Jászság basin. For legend see Fig. 4

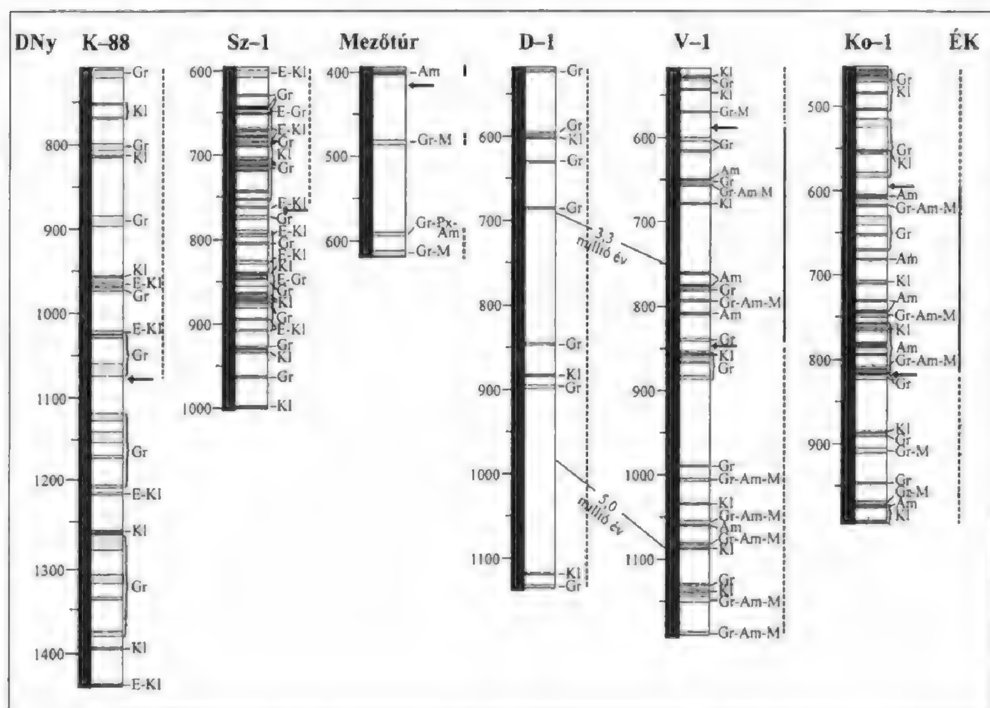
magnetit is. Gránát, illetve magnetitdús homokok alkotják a IIa és IIb alcsoportokat, amelyek egymáshoz hasonlóak, és többé-kevésbé eltérnek a kloritban gazdag mintáktól.

Az Észak- és Közép-Tiszántúlon 20 fúrás 202 db mintája elsősorban delta és folyóvízi, alárendelten medencelejtő és turbidit üledék (Gelénes G-1, Baktalórántház Bakt–1, Balmazújváros Bal–2, –3, –5, Ebes Eb–3 és Eb–É–1, Hajduszovát Ht–1, Kaba Kb–2, Kab–7 és Kab–É–6, Nádudvar Nu–DK–1, Nagyiván Ni–1, Kunmadaras Km–3, Dévaványa D–1, Vésztő V–1, Komádi Ko–1, Mezőtúr, Füzesgyarmat, Szeghalom). Ezek három fő csoportba sorolhatók (*3. ábra*), a kloritdúsak az Ia, a gránátban gazdagok a Ib csoportba tartoznak, az utóbbi alcsoportjaiban az amfibolok, a piroxének, illetve a magnetit is jellemző. Biotit- és amfibolgazdag homokok alkotják az egymáshoz kissé hasonló IIa és IIb alcsoportokat. A III. csoport mintái nagy magnetit tartalmuk miatt különülnek el.



7. ábra. A homokok és homokkövek jellemző nehézásványi összetétele a DK-Tiszántúlon. Jelmagyarázat a 4. ábrán

Fig. 7 Characteristic heavy minerals of sand and sandstone bodies in the wells on the SE part of the Transtisza region. For legend see Fig. 4



8. ábra. A homokok és homokkövek jellemző nehézásványi összetétele a Tiszántúl középső részén. Jelmagyarázat a 4. ábrán

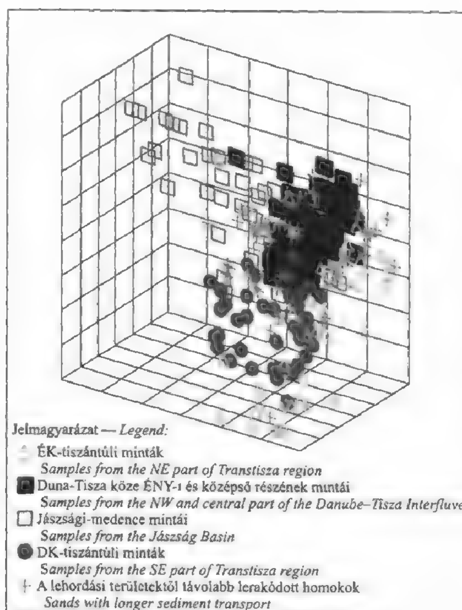
Fig. 8 Characteristic heavy minerals of sand and sandstone bodies in the wells on central part of Trans-Tisza region. For legend see Fig. 4

A Délkelet-Alföldön 19 fúrásból vizsgált 221 db minta elsősorban a folyóvízi üledékeket képviseli, kevesebb a deltafáciesű, és csak néhány medencelejtő, ill. turbidit üledék akad köztük (Forráskúti Fkút–1, Csanádapáca Csa–1, Pusztaszöllős Psz–1, Üllés Ü–1, –2, Algyő–1, –2, –4, –5, Mindszent K–88, Szarvas Szr–3 és Sz–1, Battonya Bat–K–1, Pusztaottlaka–I/p, Kevermes–II/p, Tótkomlós–III/p, Gyoma, Mezőhegyes, Szeged). Ezek két fő csoportot alkotnak, az I. csoportban kloritdúsak, a II. csoport alcsoportjaiban változatos összetételű, nagy magnetit-, epidot-, amfibol-klorit-, piroxén- és gránáttartalmú minták találhatók, amelyek egymással rokonságban vannak (*3. ábra*).

A *4–8. ábrákon* a fontosabb fúrásszelvények mentén a vizsgált minták klaszteranalízissel nyert csoportokba, illetve alcsoportokba tartozását tüntettük fel, leggyakoribb nehézásványaik jelölésével. Ezeken az ábrákon helyszűke miatt a mintákat tartalmazó fúrásszelvény-szakaszok nem a jelenlegi felszínalatti mélységüknek megfelelően kerültek ábrázolásra. Az egyveretű, főként csak kloritban dús üledékanyagot tartalmazó fúrásokat nem ábrázoltuk. A különböző területek mintáinak összehasonlítására további két klaszteranalízis is készült a kloritban gazdag homokok elhagyásával, melyek eredményeit a kiértékelésnél figyelembe vettük.

A diszkriminancia-analízis eredményei

A minták törmelékes nehézásványi összetétele alapján készült diszkriminancia-analízis eredményét háromdimenziós koordinátarendszerbe vetítve a *9. ábra* mutatja. Eszerint a biztosan különböző irányokból érkezett mintacsoportok elkülönülnek egymástól, bár átfedések is vannak közöttük. Legjobban az ÉK-Tiszántúlról vizsgált, ÉK felől származtatható minták különülnek el (G–1, Bakt–1, Bal–2, –3, –5, Eb–3, Eb–É–1, Ht–1, Kb–2, Kab–7, Kab–É–6, Nu– DK–1), amelyeket szürke háromszögek jelölnek a *9. ábrán*. Hozzájuk némileg hasonlóak, de azért elkülönülnek a DK-Tiszántúlra DK felől érkező homokok (Bat–K–1, Pusztaottlaka–I/p, Kevermes–II/p, Tótkomlós–III/p, Mezőhegyes); sötétszürke koronggal jelezve. A Jászsági-medence üledékeit szemléltető üres szürke négyszögek (Jl–1, Jász–I, Et–1) más irányban csoportosulva különülnek el. A Duna–Tisza közére ÉNy felől érkező homokokat jelző fekete négyszögek (a Tö–1, Ka–3, Ke–3, Kecs–3, Kecs–Ny–1, Ny–1, Tö–7, Ce–1, Bug–1 fúrások mintái) az adott koordinátarendszerben ábrázolt mintaegyüttes központi részén találhatók, és a többi csoport mintáinak egy része velük átfedést mutat.



9. ábra. A diszkriminancia analízis eredménye

Fig. 9 Result of discriminant analysis

A korrelációszámítás eredményei

A korrelációszámítás a peremterületekhez közelebb elhelyezkedő homokok és homokkövek beszállítási irányok szerinti csoportjaira külön-külön készült. Példaként az *1. táblázat* a Duna–Tisza közi mintákra vonatkozó adatokat tartalmazza, amelyekhez többé-kevésbé hasonló eredmények adódtak a többi területen is. A legszembetűnőbb, hogy minden mintacsoport, azaz minden fő beszállítási irány esetében jellemző a klorit erős negatív korrelációja a nehézásványok legtöbbjével, legerősebben a gránáttal és a magnetittel. A klorit csak a biotittal mutat pozitív korrelációt a Duna–Tisza közén és a Jászsági-medencében, valamint a kloritoiddal és a turmalinnal a DK-Tiszántúlon. A biotit általában csak a klorittal áll pozitív korrelációban, ami a szelektív osztályozódással magyarázható, mivel ezek a csillámok a szállítás és a lerakódás közben hasonlóan viselkednek. A nagyobb fokú metamorfózis során keletkező kianit, andaluzit és sztaurolit általában egymással és más metamorf ásványokkal (epidot, klinozoisit, zoisit) korrelál. A titanit is mindig pozitív korrelációt mutat néhány metamorf ásvánnyal. A gyakori ásványok közül a gránát minden területen pozitív korrelációban áll különböző metamorf eredetű

1. táblázat. A Duna–Tisza közéről vizsgált homok és homokkő minták korrelációszámításának eredménye (308 db minta). A vastag, illetve a vastag és aláhúzott számok jelzik, hogy az ásványok között a korreláció a 0,05, illetve a 0,01 valószínűségi szinten szignifikáns (SPSS 1998b)

Table 1 Result of correlation analysis of sand and sandstone samples on the Danube–Tisza Interfluve (308 samples). Bold, and bold and underlined numbers show that the correlation between minerals is significant at a probabilty level of 0.05, and 0.01, respectively

	andaluzit	apatit	cirkon	biotit	kianit	epidot	gránát	klorit	kloritoid	klinozoisit	magnetit	rutil	sztaurolit	titanit	turmalin	zoisit	amfibol	piroxén
andaluzit	1	**0.233**	**0.489**	**0.020**	-0.051	-0.095	**0.136**	**-0.192**	-0.039	**-0.147**	**0.272**	0.322	**0.257**	-0.030	0.054	**0.456**	**-0.116**	0.026
apatit	**0.233**	1	**0.315**	-0.010	-0.038	**-0.308**	**0.311**	**-0.166**	-0.105	-0.098	0.014	**0.483**	0.103	-0.081	-0.102	-0.011	-0.079	**0.591**
cirkon	**0.489**	**0.315**	1	-0.015	0.057	-0.014	**0.224**	**-0.291**	0.033	-0.106	**0.273**	**0.454**	**0.254**	0.046	**0.115**	**0.271**	**-0.116**	-0.031
biotit	**-0.020**	-0.010	-0.015	1	**-0.136**	**-0.235**	**-0.196**	0.063	-0.096	**-0.273**	-0.034	0.027	**0.178**	-0.045	-0.069	-0.096	**-0.193**	-0.109
kianit	-0.051	-0.038	0.057	**-0.136**	1	**0.152**	**0.356**	**-0.393**	**0.158**	0.077	0.067	-0.003	-0.003	-0.015	**0.463**	0.022	0.038	-0.051
epidot	-0.095	**-0.308**	-0.014	**-0.235**	**0.152**	1	0.059	**-0.530**	0.051	**0.473**	0.044	-0.090	**-0.120**	**0.252**	0.036	**0.130**	**0.317**	**-0.383**
gránát	**0.136**	**0.311**	**0.224**	**-0.196**	**0.356**	0.059	1	**-0.724**	0.000	0.100	0.060	**0.268**	**0.118**	0.120	**0.198**	0.094	0.033	**0.315**
klorit	**-0.192**	**-0.166**	**-0.291**	0.063	**-0.393**	**-0.530**	**-0.724**	**1**	-0.017	**-0.302**	**-0.383**	**-0.245**	-0.077	**-0.118**	**-0.269**	**-0.245**	**-0.315**	**-0.112**
kloritoid	-0.039	-0.105	0.033	-0.096	**0.158**	0.051	0.000	-0.017	1	0.044	0.027	-0.040	-0.039	0.048	**0.214**	0.002	-0.104	**-0.118**
klinozoisit	**-0.147**	-0.098	-0.106	**-0.273**	0.077	**0.473**	0.100	**-0.302**	0.044	1	-0.047	**-0.149**	**-0.137**	0.111	-0.100	**0.135**	**0.224**	-0.036
magnetit	**0.272**	0.014	**0.273**	-0.034	0.067	0.044	0.060	**-0.383**	0.027	-0.047	1	**0.150**	-0.081	0.001	**0.123**	**0.246**	-0.076	-0.092
rutil	0.322	**0.483**	**0.454**	0.027	-0.003	-0.090	**0.268**	**-0.245**	-0.040	**-0.149**	**0.150**	1	**0.165**	-0.053	0.075	**0.134**	**-0.145**	0.102
sztaurolit	**0.257**	0.103	**0.254**	**0.178**	-0.003	**-0.120**	**0.118**	-0.077	-0.039	**-0.137**	-0.081	**0.165**	1	-0.009	**0.143**	0.102	-0.061	-0.017
titanit	-0.030	-0.081	0.046	-0.045	-0.015	**0.252**	0.120	**-0.118**	0.048	0.111	0.001	-0.053	-0.009	1	-0.021	-0.055	0.015	-0.100
turmalin	0.054	-0.102	**0.115**	-0.069	**0.463**	0.036	**0.198**	**-0.269**	**0.214**	-0.100	**0.123**	0.075	**0.143**	-0.021	1	0.052	-0.056	**-0.224**
zoisit	**0.456**	-0.011	**0.271**	-0.096	0.022	**0.130**	0.094	**-0.245**	0.002	**0.135**	**0.246**	**0.134**	0.102	-0.055	0.052	1	-0.035	-0.045
amfibol	**-0.116**	-0.079	**-0.116**	**-0.193**	0.038	**0.317**	0.033	**-0.315**	-0.104	**0.224**	-0.076	**-0.145**	-0.061	0.015	-0.056	-0.035	**1**	**0.145**
piroxén	0.026	**0.591**	-0.031	-0.109	-0.051	**-0.383**	**0.315**	**-0.112**	**-0.118**	-0.036	-0.092	0.102	-0.017	-0.100	**-0.224**	-0.045	**0.145**	1

ásványokkal (kianit, epidot, kloritoid, andaluzit, sztaurolit), ami a gránát döntően metamorf eredetét jelzi.

A piroxének a legtöbb területen gyengébb-erősebb pozitív korrelációt mutatnak az apatittal, valamint egyes metamorf ásványokkal. Az amfibolok általában nincsenek erős korrelációban a többi ásvánnyal, gyenge pozitív korrelációban állnak a piroxénekkel az ÉK-Tiszántúlon és a Duna–Tisza közén, valamint az utóbbi terület és a Jászsági-medence homokjaiban az epidottal és a klinozoisittal is. A magnetit a Duna– Tisza közén és a Jászsági-medencében elsősorban metamorf ásványokkal, valamint a cirkonnal, a rutillal és a turmalinnal, a DK-Alföldön pedig a gránáttal áll pozitív korrelációban. A turmalin a Duna–Tisza közén és a Jászsági-medencében főként metamorf eredetű ásványokkal, valamint a magnetittel, a cirkonnal, a gránáttal, míg az ÉK-Tiszántúlon az apatittal és a gránáttal áll pozitív korrelációban.

A kiértékelt homok és homokkő-minták származására utaló ásványok elterjedése

A vizsgált homok- és homokkőminták szinte mindegyikében előfordultak főként kisfokú metamorfózis során keletkezett ásványok (pl. tremolit, aktinolit, epidot). Ezek a leggyakoribbak a Duna–Tisza köze és a Jászsági-medence delta képződményeiben, valamint a DK-Alföld folyóvízi homokjaiban, míg a Tiszántúl északi részén alárendeltek (G–1) vagy hiányoznak (Bakt–1, Ht–1, Eb–3). Fillit kőzettöredéket a Bal–3, Nu–DK–1 és Km–3 fúrások mintáiból írtak le. A klorit leggyakoribb a DK-Alföld delta képződményeiben, valamint gyakran előfordul a Duna–Tisza köze, a Jászsági-medence és az Észak-Tiszántúl delta üledékeiben is. A kisfokú metamorf ásványok elsősorban zöldpala, fillit, részben kontakt metamorfitok lehordásából származtathatók. A klorit áthalmozott eredete is feltételezhető, mivel az Alföldön tapasztalt általános elterjedése és nagy gyakorisága a különböző beszállítási irányokból érkező üledékanyagban arra utal, hogy több irányból nagy területről hasonló kőzetanyag érkezett, feltehetően a Pannon-medencét övező flis áthalmozódásából. A nagy nyomáson és viszonylag alacsony hőmérsékleten képződő, többnyire szubdukcióhoz kapcsolódó glaukofán vagy kék amfibol a Jászsági-medencében (Et–1, Jl–1, Jász–1), a Bal–3 fúrásban, Mezőtúrnál, Gyománál, Szarvasnál (Sz–1) és Szegednél, valamint a mezőhegyesi, a Bat–K–1 és a K–88 fúrások felső szakaszán fordult elő. Ez a nehézásvány észak felől a Nyugati-Kárpátok Rozsnyói-vonal menti glaukofánpalákból érkezhetett a Jászsági-medence, az Észak- és a Közép-Tiszántúl területére (Bal–3, Mezőtúr, Gyoma, Sz–1, K–88). Míg az Alföld délebbi részén a folyóvízi homokok esetében Szegednél DNy felől származtatható, Mezőhegyes és Battonya környékére DK felől az Erdélyi-középhegységből érkezhetett.

A közepes és nagyfokú metamorf kőzetek ásványai (sillimanit, kianit, andaluzit, sztaurolit, antofillit) sok mintában előfordulnak, de csak igen kis mennyiségben, elsősorban gneisz és csillámpala eredetűek lehetnek. Ezek az ásványok leggyakoribbak a Jászsági-medence (Et–1, Jl–1) és a Duna–Tisza köze folyóvízi homokjaiban, ami jelzi, hogy az ÉNy-i felhalmozódási területre érkezett a legtöbb ilyen anyag. A közepes és nagyfokú metamorf ásványok azonban egyes fúrások anyagából teljesen hiányoznak a Tiszántúl északi részén (Ht–1, Eb–3), valamint az Alföld déli területén (Algyő–1, –2, –5, Psz–1, Csa–1, Pusztaottlaka, valamint az Ü–1, –2 és Algyő–4 fúrások mélyebb részén).

A gránát, melyet többnyire metamorf eredetűnek tartanak, de plutoni és vulkáni kőzetekből is származhat, a Duna–Tisza köze, valamint a Jászsági-medence folyóvízi és delta képződményeiben a leggyakoribb. A gránát áthalmozott eredete is feltételezhető, és általános elterjedése, valamint nagy gyakorisága flisből történt áthalmozódására utalhat, mivel pl. a középső-eocén Magura-öv flise nagy gránáttartalommal rendelkezik (WAGREICH & MARSCHALKO 1995).

A korábbi vizsgálatok alapján (pl. MOLNÁR 1965, MOLNÁR & FEKETE 1973, GEDEONNÉ RAJECZKY 1973) a nehézásványok között vulkáni eredetű az augit, a hipersztén, a barna és a zöld amfibol, az oxiamfibol, és részben a biotit, a magnetit, valamint az ilmenit is. Ezek az ásványok az Észak-Tiszántúl homok és homokkő rétegeiben a leggyakoribbak (G–1, Bakt–1, Bal–3). Itt a medencelejtő képződményekre nagy magnetit- és/vagy biotittartalom jellemző, a rájuk települő delta

üledékekben sok az amfibol és helyenként a piroxén, legfelül a folyóvízi homok nagy biotit tartalommal rendelkezik. A magnetit nagyobb gyakorisága (Nu–DK–1) és a szórványosan megjelenő vulkáni kőzettöredék (pl. andezit) szintén vulkanit lehordására utal. Vulkáni eredetű amfibolok és piroxének a Tiszántúl déli részén is gyakoriak a medencelejtő üledékben (Bat–K–1) és főként a folyóvízi homokban (Kevermes, Tótkomlós, Mezőhegyes, Pusztaottlaka), valamint az utóbbi fáciesben a Közép-Tiszántúlon is. Ezek az ásványok másutt is gyakran fordulnak elő, és jellemzőek a Jh–1 és a gyomai fúrásban, a K–88, Jl–1, Jász–1, Sz–1, Kecs–3 és Ny–1 fúrások felső szakaszán, valamint a V–1 és Ko–1 fúrás középső részén. A vulkáni eredetű ásványok ritkább előfordulását szaggatott, gyakoribb megjelenését pedig folyamatos függőleges vonal jelzi a *4–8. ábrákon* a fúrásszelvények jobb oldalán.

A karbonátszemcsék előfordulása karbonátos forráskőzetekre utalhat, de cementáció eredménye is lehet, ugyanakkor hiányukat az is okozhatja, hogy kioldhatták őket a mintaelőkészítés során. A karbonátszemcsék a Tö–1 fúrásban a leggyakoribbak, és a Duna–Tisza közén általában gyakoriak, de másutt is előfordulnak (Ü–1, –2, Fkút–1, Szeged, Algyő–4, –5, K–88, Tótkomlós, Psz–1, Csa–1, Et–1, Jász–1, D–1, V–1, G–1, Ht–1). Törmelékes eredetüket feltételezve gyakoribb megjelenésük a Duna–Tisza közén elsősorban alpi karbonátos kőzetek törmelékanyagának beszállítását jelzi.

Néhány mintából glaukonitot is leírtak (Duna–Tisza közi fúrások, Et–1, Sz–1, G–1, Bakt–1, Bal–3, V–1, Ko–1, Tótkomlós–III/p, Mezőhegyes, Pusztaottlaka–I/p, Kevermes–II/p, Csa–1), ami áthalmozást jelez, pl. oligocén üledékes kőzetekből. Áthalmozódott üledékanyag jelenléte az Alföldön a legtöbb helyen feltételezhető.

A fő beszállítási irányokból érkező homokok jellemzői

Az ÉK-Tiszántúlra ÉK felől érkező üledékanyag turbidit és medencelejtő üledékeiben a klorit dominál, de nagy gránáttartalmú homok is akad (*4. ábra*). Ezekhez képest az idősebb, de jelenleg magasabb szerkezeti helyzetben található peremi G–1 fúrásban a gránát, a biotit, a magnetit, az amfibol és a piroxén megjelenése jellemző. A delta üledékek egy részében szintén a klorit dominál, helyenként igen gyakori a biotit, a magnetit, a gránát és az amfibol is. A G–1 és Bakt–1 fúrások deltafáciesében a leggyakoribb az amfibol (zöld amfibol) és a piroxén (diopszid, hipersztén). A folyóvízi homokban Gelénesnél gránát-piroxén-magnetit és biotit jellemző, Baktalórántházánál pedig a biotit dominál, amit zöldamfibol, turmalin, sztaurolit és andaluzit kísér. A metamorf ásványok itt nagyon ritkák.

A Duna–Tisza köze ÉNy-i és középső részéről vizsgált deltafáciesű homoktestekben gyakori a klorit, valamint a gránát, illetve az epidot, néha a biotit is számottevő (*5. ábra*). A folyóvízi homok (Tö–1) sok gránátot tartalmaz, de az epidot, a magnetit (az apatit, a rutil és a diopszid) is jellemző. Itt a zoisit, a klinozosit, a cirkon és az andaluzit is gyakoribb mint az Alföld többi részén.

A Jászsági-medencéből vizsgált deltafáciesű homokban a klorit mellett helyenként gyakori a gránát, valamint biotit, barna amfibol, illetve zöld és metamorf amfibol, és piroxén (augit, ensztatit) is előfordul (*6. ábra*). A folyóvízi homokra a gránát és a klorit gyakorisága jellemző, illetve legfelül nagyobb biotittartalmú minta is előfordul (Jl–1). Ezeknek a képződményeknek a felső részén gyakoribbak a piroxének (augit, hipersztén, diopszid), a metamorf ásványok (epidot, kianit,

sztaurolit), valamint a Jász–1 fúrásban a turmalin is. A többi területhez képest itt a turmalin, a kianit, az andaluzit, a rutil és az apatit is igen gyakori.

A DK-Alföldön a medencelejtő üledékekben piroxén-amfibol-gránát-klorit ásványtársulás fordul elő (Bat–K–1), az egyetlen deltaüledék (Mezőhegyesnél) kloritdús összetételű (*7. ábra*). A folyóvízi homokok változatos összetételűek, gyakori bennük az amfibol, az epidot, a gránát, a klorit, valamint helyenként a piroxén (augit, hipersztén) és a magnetit is. Itt a kianit, a sztaurolit, a tremolit-aktinolit és az andaluzit is gyakran előfordul az Alföld más részeihez képest.

A fő lehordási területektől távolabbi medencerészek területére érkezett változatosabb ásványos összetételű üledékanyagot a következő fúrások tartalmaznak: Jh–1, Bá–1 (5. ábra); K–88, Sz–1, D–1, V–1, Ko–1, Mezőtúr (*8. ábra*). Ide tartozik több olyan fúrás anyaga is, amelyben a sporadikusan vett néhány magból származó minták szinte csak egyveretű kloritdús homokkövet tartalmaznak (Fkút–1, Algyő–1, –2, –4, –5, Ü–1, –2, Szeged, Szr–3, Törökszentmiklós, Füzesgyarmat, Gyoma, Ni–1, Km–3, Csa–1, Psz–1), ezért ezeket az ábrákon nem tüntettük fel. Az Alföld déli részén a nagyobb mélységben elhelyezkedő turbidit fáciesű homok és homokkő testekben (Fkút–1 2739–2993 m, Szr–3 2392 m, Csa–1 1780 m, Psz–1 157 3m), medencelejtő üledékekben (Fkút–1 2634 m, Ü–1 és 2 1361–1712 m, Szr–3 2206–2351 m, Psz–1 1277 m, Csa–1 871–1145 m) és delta képződményekben (Fkút–1 1653–2110 m, Ü–1 és 2 1129–1312 m, Psz–1 1098–1107 m) a klorit dominál, helyenként kevés gránáttal, illetve biotittal kiegészülve. A deltahomokok és homokkövek a Tiszántúl középső részén is kloritdúsak (Szr–3 1514–1800 m, Törökszentmiklós 722–1050 m, Km–3 958 m), de helyenként a gránát is gyakori bennük (Ni–1 657 m). A Duna–Tisza köze D-i részén a klorit mellett nagy epidot (Jh–1), illetve gránát (Bá–1) tartalmú minták is előfordulnak (*5. ábra*). Kloritgazdag deltaüledék váltakozik gránát-, illetve magnetitdús homokkal Algyőnél és Szegednél.

A folyóvízi homokrétegekben a Közép-Tiszántúlon a gránát vagy a klorit dominál (D–1, V–1, Ko–1). A V–1 és a Ko–1 fúrásban nagyobb a minták amfibol- és magnetittartalma, amfiboldús homok elsősorban 600 és 815 m között fordul elő oxiamfibollal és piroxénnel (augit, hipersztén). Helyenként jellemző a gránát magnetittel és piroxénnel (Mezőtúr 484–622 m, Füzesgyarmat 415–497 m), valamint barna és metamorf amfibollal (Mezőtúr: *8. ábra*). A szarvasi Sz–1 fúrásban klorit, epidot-klorit és gránát, a gyomai fúrásban (504–895 m között) a magnetit dominál. Ezekben a mintákban amfibol és piroxén (augit, hipersztén) szintén előfordult. Az Alföld déli részén a folyóvízi üledékek is kloritgazdagok (Fkút–1 1407 m, Ü–1 760–839 m, Szeged, Algyő–4, K–88), helyenként jellemző az epidot is (Ü–2 780 m, Algyő–4, K–88). A K–88 fúrásban a gránátdús homok dominál, és a szelvény felső szakaszán gyakoribbak az amfibolok (zöld és kék amfibol) valamint a piroxének (augit, hipersztén). Epidot, gránát és amfibol jellemző az Algyő–1 (850–1383 m), magnetit pedig az Algyő–4 fúrásban (1710 m).

Következtetések

Az alföldi pannóniai s.l. képződményekből 868 db homok, illetve homokkő minta korábbi mikromineralógiai vizsgálati eredményeinek statisztikai módszerekkel (klaszteranalízissel és diszkriminancia-analízissel) történt kiértékelése segítségével

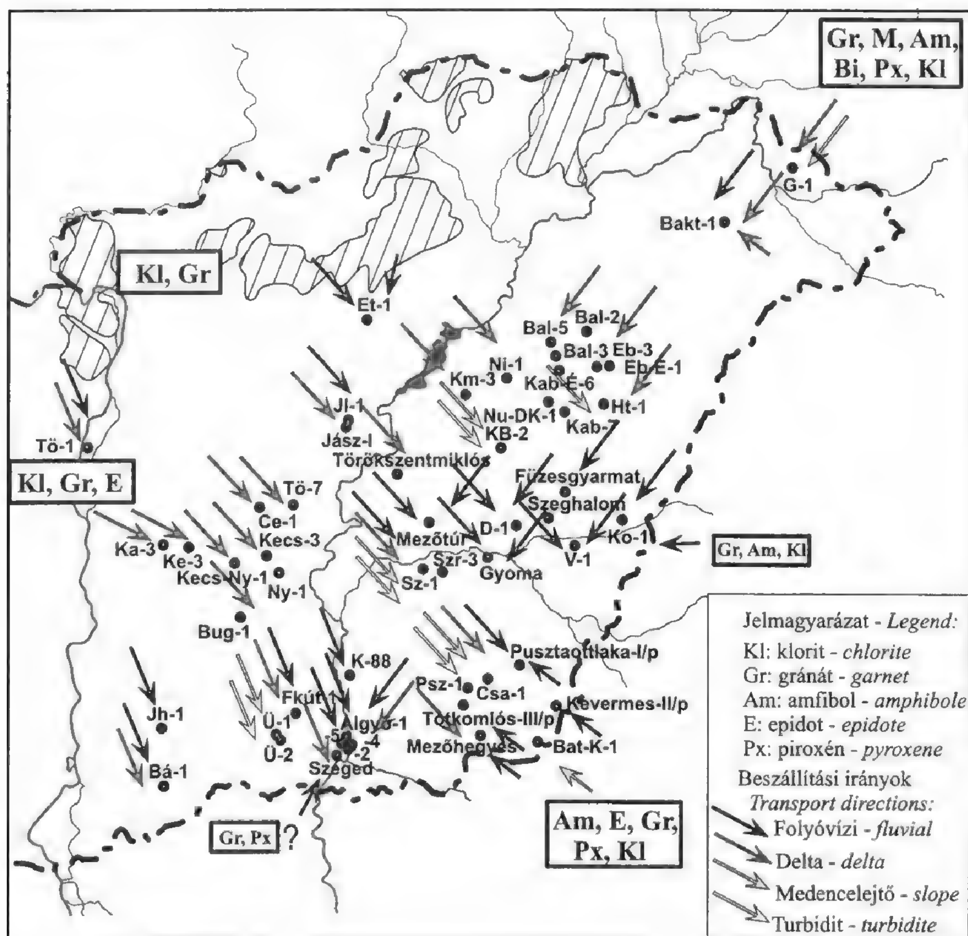
sikerült jellemezni a fő beszállítási irányokból érkezett üledékek összetételét, tovább pontosítani a szeizmikus mérések alapján kijelölt üledékbeszállítási irányokat, és meghatározni a lehordási területtől távolabbra jutott homokok beszállítási irányait.

Az alkalmazott klaszteranalízis segítségével a kiértékelt mikromineralógiai adatok áttekinthetőbbek lettek, és a minták törmelékes nehézásványi összetételének hasonlósága, ill. különbözősége könnyebben felismerhetővé vált. Az eredmények alapján az Alföldön a kloritgazdag homokok a leggyakoribbak, amelyek mellett nagy gránáttartalmúak is előfordulnak a legtöbb területen. A gyakoribb nehézásványok közül az epidot a Duna–Tisza közén, valamint a Tiszántúl középső és DK-i részén, az amfibol a Tiszántúlon, elsősorban annak ÉK-i és DK-i részén, a piroxén a DK-Tiszántúlon, a biotit az ÉK-Alföldön és a Jászsági-medencében, a magnetit a Közép- és Észak-Tiszántúlon a legjellemzőbb.

A diszkriminancia-analízis és a klaszteranalízis eredményei, azaz a minták hasonlósága alapján azokban a fúrásokban is meghatároztuk a beszállítási irányokat, amelyek távolabb esnek a forrásterületektől, ahol több behordási irány is szerepet játszott. Eredményeink alapján az Alföld középső és déli részén jelenleg mély helyzetben található kloritdús turbidit és medencelejtő homokok, illetve homokkövek (Szr–3, Fkút–1, Ü–1, –2, Psz–1, Csa–1) főként a Duna–Tisza közére ÉNy felől érkező üledékanyaggal mutatnak rokonságot. ÉNy-i delta, illetve folyóvízi üledékanyag jellemző a Duna–Tisza köze déli részén (Jh–1, Bá–1, Fkút–1, Ü–1, –2), Mindszentnél (K–88), Algyő és Szeged térségében, Törökszentmiklós, Szarvas (Szr–3, Sz–1) és Dévaványa (D–1) területén, továbbá a Tiszántúl DK-i részén is (Psz–1, Pusztaottlaka, Mezőhegyes). A folyóvízi homokok Mezőtúr és Gyoma közelébe részben ÉK, és részben ÉNy felől érkeztek. Szeged, Komádi (Ko–1) és Füzesgyarmat térségében olyan amfibol, illetve piroxén tartalmú homokok is előfordulnak, amelyek hasonlóak a DK-Tiszántúlra DK felől érkezett üledékekhez. A szekvencia sztratigráfiai vizsgálatok szerint Szeged területére DNy, a Tiszántúl középső részére pedig K felől érkezhetett ilyen üledék. Az megállapított beszállítási irányokat a *10. ábrán* tüntettük fel.

A korrelációszámítás eredményei alapján egyes ásványok származására (pl. a gránát döntően metamorf eredetére) következtettünk, és kimutathatóvá vált a szelektív osztályozódás hatása is, amivel a klorit és a biotit egymással pozitív, a többi ásvánnyal pedig negatív korrelációja magyarázható.

A fő beszállítási irányokból érkező homokok ásványi összetétele alapján megállapítható, hogy az Alföldre ÉK felől érkezett üledékanyag nagy klorittartalmú turbidit-, medencelejtő- és deltaüledékei elsősorban a Kárpátok kisfokú metamorfitjaiból és feltehetően flis áthalmozódásából származtathatók. Az ÉK-i peremterületen az éretlen medencelejtő és delta homokok, melyekre a gránát, a magnetit, a biotit, az amfibol és a piroxén megjelenése jellemző (G–1, Bakt–1), és az itteni még éretlenebb biotitdús folyóvízi homokok (Bakt–1) elsősorban a belső-kárpáti vulkáni vonulatból származtathatók, eleinte riolit-dácit, majd andezit, végül újra főként riolit-dácit, ill. ezek tufái anyagából. Ide több vulkáni eredetű anyag érkezett, mint az Alföld más részeire, a metamorf forráskőzetek viszont alárendelt szerepet játszottak. A folyók ezt az ÉK-i üledékanyagot az Alföld középső részére Mezőtúr és Gyoma térségéig is elszállították.



10. ábra. A mikromineralógiai adatok kiértékelése alapján kijelölhető üledékszállítási irányok az integrált sztratigráfiai vizsgálatok figyelembevételével és a legjellemzőbb ásványok feltüntetésével. (Az alárendelt behordásokat kisebb betűméret jelzi.) További jelmagyarázat a 2. ábrán

Fig. 10 Sediment transport directions deduced from evaluated micro-mineralogical data and integrated stratigraphical studies with the most characteristic minerals. Smaller letters stand for subordinate input. Further legend in Fig. 2

Az Alföldre ÉNy felől érkezett és a Duna–Tisza közén lerakódott, főként klorit-, gránát-, illetve epidotgazdag deltafáciesű homokok, valamint nagy gránáttartalmú folyóvízi homokok elsősorban metamorfitokból, főként klorittartalmú gyengén metamorf kőzetekből és feltehetően flis áthalmozódásából, továbbá alárendelten vulkanitokból származtathatók. Metamorf forráskőzeteik a Nyugati-Kárpátokban, az Alpokban és a Cseh-masszívumban lehettek. A viszonylag kevés vulkáni eredetű anyag a belső-kárpáti vulkáni vonulatból, főként közeli andezitekből származhat. Az elvégzett vizsgálatok szerint ez az ÉNy felől érkezett törmelékanyag nemcsak a Duna–Tisza köze északi és középső részén alkotja a delta, illetve folyóvízi képződményeket, hanem eljutott az Alföld középső és déli területeire is (Jh–1, Bá–1, Fkút–1,

Ü–1, –2, Törökszentmiklós, Gyoma, Szr–3, Sz–1, K–88, Algyő, Szeged, D–1, Psz–1, Pusztaottlaka, Mezőhegyes), és a lehordási területtől távolabb kloritdússá válva turbidit és medencelejtő homokként rakódott le (Szr–3, Fkút–1, Ü–1, –2, Psz–1, Csa–1).

A Jászsági-medence irányába ÉNy, illetve É felől érkezett üledékanyagból klorit-, gránát-, biotit- és helyenként magnetitdús delta és hasonló összetételű, de éretlenebb folyóvízi homokok rakódtak le, az utóbbiak nagyobb piroxén- és metamorf ásvány tartalommal. Több anyag érkezett ide közepes-nagy fokú metamorfitokból, mint máshová az Alföldön, forráskőzeteik főként a Nyugati-Kárpátok kristályos palái lehettek. A metamorf anyag mellett a folyóvízi üledékekbe sok a közeli belső kárpáti vulkáni vonulatból érkezett törmelék, valamint idősebb üledékes kőzetek áthalmozódásából származó anyagot is tartalmaznak.

A DK-Alföldre DK felől érkezett üledékanyag mennyisége alárendelt, piroxén-amfibol-gránát-klorit összetételű medencelejtő üledékek (Bat–K–1), kloritdús deltahomok (Mezőhegyes), változatos összetételű amfibol-, epidot-, gránát-, klorit-, magnetitgazdag folyóvízi üledékek (Mezőhegyes, Tótkomlós, Pusztaottlaka, Kevermes) képviselik. A medencelejtő törmelékanyaga főként közepes és nagyfokú metamorfitok lehordásából, a folyóvízi homokok pedig inkább kisebb fokú metamorfitokból származtathatók. Ugyanakkor mindvégig idősebb üledékes kőzetek áthalmozódásából és vulkanitok lehordásából is érkezett üledékanyag, az utóbbiakból legtöbbet a folyóvízi homok tartalmaz. Forráskőzeteik nagyrészt az Erdélyi-középhegységben lehettek. Időnként hasonló összetételű homok Szeged térségébe DNy-i, Komádi és Füzesgyarmat területére pedig K-i irányból érkezhetett.

Köszönetnyilvánítás

A kutatás elvégzéséhez anyagi támogatást az OTKA (T-035168) nyújtott, intézményi hátteret pedig a MÁFI biztosított számunkra. Külön köszönjük Jámbor Áronnak a mikromineralógiai alapadatok összegyűjtésének kezdeményezését és irányítását, valamint jelen tanulmányhoz nyújtott segítőkész tanácsait. Köszönet illeti Bagolyné Árgyelán Gizellát és Raucsikné Varga Andrea Beátát hasznos észrevételeiért és javaslataiért.

Irodalom – References

Balogh K. & Hajdúné Molnár K. 1991: Homokok és homokkövek. – In: Balogh, K. (ed.) Szedimentológia II. Akadémiai Kiadó, 102–157.

Bognár L. 1995: Ásványnévtár. – Eötvös kiadó, 345 p.

Bérczi I. 1969: Az algyői felsőpannóniani homokkő üledékföldtani vizsgálata. – *Földtani Közlöny* **99**, 337–349.

Bérczi, I. & Phillips, R. L. 1985: Processes and depositional environments within deltaic-lacustrine sediments, Pannonian Basin, Southeast Hungary. – *Geophysical Transactions* **31**, 55–74.

Bérczi I., Dank V., Gajdos I., Pap S., Révész I., Szentgyörgyi K. & Völgyi L. 1987: Az Alföld kunsági (pannóniai s.str.) emeletbeli képződményei. – *MÁFI Évkönyv* **69**, 179–211.

Cooke, H. B. S., Hall, J. M. & Rónai, A. 1979: Paleomagmatic, sedimentary and climatic records from boreholes at Dévaványa and Vésztő, Hungary. – *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae* **22**, 89–109.

Davis, J. C. 1986: Statistics and Data Analysis in Geology. – New York, Wiley, 646 p.

ELEK I. 1979a: A kunadacsi Ka–3, kerekegyházi Ke–3 és kecskeméti Kecs–3. sz. perspektívikus kutató fúrások mikromineralógiai vizsgálata. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1977**-*ről*, 113–120.

ELEK I. et al. 1979b: Pusztaottlaka 1. (I/p) fúrás földtani anyagvizsgálata. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, 54 p.

ELEK I. 1980a: A vésztői V–1. sz. Kutató fúrás mikromineralógiai eredményei. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1978**-*ról*, 167–172.

ELEK I. 1980b: A kunadacsi, kerekegyházi, kecskeméti, nyárlőrinci, csongrádi, szarvasi, dévaványai, vésztői és komádi mélyfúrások mikromineralógiai vizsgálatásnak összefoglaló értékelése. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, 16 p.

ELEK I. 1980c: A komádi 1200 m-es perspektívikus fúrás mikromineralógiai vizsgálata. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, 6 p.

ELEK I. 1981: A Jánoshalma 1. sz. fúrás mikromineralógiai vizsgálata. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, 4 p.

ELEK I. 1987: Alföldi kutatófúrások mikromineralógiai feldolgozásából levonható következtetése. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1985**-*ről*, 127–135.

ELEK I., FRANYÓ F., HIHÁLTZ I., RISCHÁK G. & SZÉLES M. 1982: A Maros-hordalékkúp alapfúrásai. Kevermes–2. (II/p) sz. fúrás földtani anyagvizsgálati jelentése. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, 162 p.

FRANYÓ F. 1988: A Jánoshalma Jh. 1. sz. alapfúrás földtani és vízföldtani eredményei. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1986**-*ról*, 327–356.

FRANYÓ F. 1992: A Tótkomlós III/p jelű vízkutató fúrás földtani és vízföldtani vizsgálata. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1990**-*ről*, 211–228.

FRANYÓ F., ELEK I. & RISCHÁK G. 1983: A Maros-hordalékkúp kutatófúrásainak földtani és vízföldtani értékelése, Tótkomlós–III/p. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, 27 p.

GEDEONNÉ RAJETZKY M. 1973: A mindszenti és a csongrádi kutatófúrások mikromineralógiai vizsgálata, különös tekintettel az anyagszállítás egykori irányaira. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1971**-*ről*, 169–184.

GEDEONNÉ RAJETZKY M. 1976a: Adatok az Észak-Alföld üledékösszletének ismeretéhez. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1973**-*ról*, 181–194.

GEDEONNÉ RAJETZKY M. 1976b: Pliocén végi – negyedkori üledékciklusok mikromineralógiai spektruma a Szarvas 1. sz. fúrásban. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1974**-*ről*, 171–183.

GHEITH A. 1981: A dévaványi fúrásban feltárt üledékek eredete geokémiai és ásványtani vizsgálatok alapján. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1979**-*ről*, 169–179.

GHEITH, A. 1982: Mineralogical and geochemical variations in relation to sedimentation rates in Hungarian Basin. – *Acta Geologica Hungarica* **25**, 365–393.

HORVÁTH, F. 1993: Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. – *Tectonophysics* **226**, 333–357.

HORVÁTH, F. & CLOETINGH, S. 1996: Stress induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian Basin. – In: CLOETINGH, S., BEN AVRAHAM, Z., SASSI, W. & HORVÁTH, F. (eds): Dynamics of extensional basins and inversion tectonics. *Tectonophysics* **266**, 287–300.

IBBEKEN, H. & SCHLEYER, R. 1991: Source and Sediment. A case Study of Provenance and Mass Balance at an Active Plate Margin (Calabria, Southern Italy). – Springer-Verlag, 286 p.

JÁMBOR, Á. 1991: Review of the geology of the s.l. pannonian formation of Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* **32**, 269–324.

JÁMBOR Á. & SOMSSICH L-né 1969: Tököl 1 sz. szerkezetkutató fúrás anyagvizsgálati eredményei. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár., 810 p

JÁMBOR Á, BALÁZS É., BÉRCZI I., BONA J., HORVÁTH F., GAJDOS I., GEIGER J., HAJÓS M., KORDOS L., KORECZ A., KORECZ-LAKY I., KORPÁS-HODI M., KOVÁRY J., , NAGY E., NÉMETH G., NUSSZER A., PAP S., POGÁCSÁS Gy., RÉVÉSZ I., RUMPLER J., SÜTŐ-SZENTAI M., SZALAY Á., SZENTGYÖRGYI K., SZÉLES M., & VÖLGYI L.1987: General characteristics of Pannonian s.l. deposits in Hungary. – JÁMBOR, Á. 1991: Review of the geology of the s.l. pannonian formation of Hungary. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **70**, 137–140.

JUHÁSZ Gy. 1992: A pannóniai s.l. formációk térképezése az Alföldön: elterjedés, fácies és üledékes környezetek. – *Földtani Közlöny* **122**, 133–165.

JUHÁSZ Gy. 1994: Magyarországi neogén medencerészek pannóniai s. l. üledéksorának összehasonlító elemzése. – *Földtani Közlöny* **124**, 341–365.

JUHÁSZ Gy., POGÁCSÁS Gy., MAGYAR I. & RÉVÉSZ G. 2006: Integrált sztratigráfiai és fejlődéstörténeti vizsgálatok az Alföld pannóniai s.l. rétegsorában. – *Földtani Közlöny* **136/1**, 51–86.

KOVÁCS L. 1992: A Bácsalmás 1. sz. fúrás pannóniai (s. l.) és negyedidőszaki képződményei. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1990**-*ről*, 193–210.

LE MAITRE, R. W. 1982: Numerical Petrology. – Elsevier, Amsterdam, 281 p.

LENNER S., JÁMBOR Á., KOVÁCS L., KROLOPP E., IHAROSNÉ LACZÓ I., VETŐ I., SUTŐNÉ SZENTAI M., SZÉLES M., KORPÁSNÉ HÓDI M., RAVASZ Cs. & RADÓCZ Gy-né 1985: A Bácsalmás-I. sz. Fúrás fiatal képződményeinek anyagvizsgálati eredményei és azok földtani értékelése. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, 364 p.

MAGYAR, I., GEARY, D. H., & MÜLLER, P. 1999: Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **147**, 151–167.

MANGE, M. A., & MAURER, H. W. F. 1992: Heavy Minerals in Colour. – London, 147 p.

MOLNÁR B. 1965a: Adatok a Duna–Tisza köze fiatal harmadidőszaki és negyedkori rétegeinek tagolásához és származásához nehézásvány-összetétel alapján. – *Földtani Közlöny* **95**, 217–225.

MOLNÁR B. 1965b: Ősföldrajzi vizsgálatok a Dél-Tiszántúlon. – *Hidrológiai Közlöny* **45**, 397–404.

MOLNÁR B. 1965c: Changes in area and directions of stream erosion in the eastern part of the Hungarian basin (Great Plain) during the Pliocene and Pleistocene. – *Acta Universitatis Szegediensis, Acta Mineralogica-Petrographica* **17**, 39–52.

MOLNÁR B. 1966a: Lehordási területek és irányok változásai a Dél-Tiszántúlon, a pliocénben és a pleisztocénben. – *Hidrológiai Közlöny* **46**, 121–127.

MOLNÁR B. 1966b: Pliocén és pleisztocén lehordási területek változása az Alföldön. – *Földtani Közlöny* **96**, 403–413.

MOLNÁR B. 1976: A nyárlőrinci fúrásszelvény mikromineralógiai és szemcsealak vizsgálati eredményei. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, 25 p.

MOLNÁR B. 1977: A Délkelet-Alföld fiatal harmad- és negyedidőszaki vízadó homokrétegek üledéktani vizsgálata. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár., 28 p

MOLNÁR, B. 1980. Changes of source areas as reflected by the depression of the Körös Rivers. – *Acta Universitatis Szegediensis, Acta Mineralogica-Petrographica* **24**, 339–353.

MOLNÁR, B. 1990: Az arzéntartalom származása és kialakulásának kérdései Békés megye vízmű kútjaiban. – Szeged, 57 p.

MOLNÁR, B. & FEKETE, Á. 1973: Manifestation of the changes of uppermost Tertiery and Quaternary source areas in the Jászság Basin. – *Acta Universitatis Szegediensis, Acta Mineralogica-Petrographica* **21**, 107–121.

Ó. KOVÁCS L. 1986: Cluster-analízis eljárások TPA/L számítógépen. – *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az* **1985**-*ről*, 571–582.

PANTÓ G. 1966: A Gelénes 1. számú alapfúrás dokumentációja. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, 160 p.

PETTIJOHN, F. J. POTTER, P. E., & SIEVER, R. 1972: Sand and sandstone. – Sringer, Berlin, 618 p.

PETTIJOHN, F. J. 1975: Sedimentary Rocks. – New York, 628 p.

POGÁCSÁS, Gy., LAKATOS, L., UJSZÁSZI, K., RÉVÉSZ, G., VÁRKONYI L., VÁRNAI P. & RÉVÉSZ I. 1988: Seismic facies, electro facies and Neogene sequence chronology of the Pannonian basin. – *Acta Geologica Hungarica* **31**, 175–207.

RÉVÉSZ I., BÉRCZI I. & PHILLIPS, R. L. 1989: A Békési-medence alsópannóniai üledékképződése. – *Magyar Geofizika* **30**, 98–113

RÓNAI A. 1972: Negyedkori üledékképződés és éghajlattörténet az Alföld medencéjében. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **56**, 421 p

SOMSSICH L-né, CSIMA K., KORPÁS L., RADÓCZ Gy-né, FETTER J-né & ÁGOSTON J-né 1971: Baktalórántháza 1. számú szerkezetkutató fúrás anyagvizsgálati eredményei. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár., 1343 p.

SPSS 1998a: SPSS Base 8.0 User's Guide. SPSS Inc., USA. 701 p.

SPSS 1998b: SPSS Base 8.0 Applications Guide. SPSS Inc., USA. 372 p.

TÓTHNÉ MAKK Á. 2002: Szekvenciasztratigráfiai vizsgálatok a Duna–Tisza köze középső és déli részének késő-miocén rétegsorában. – PhD disszertáció, ELTE, Budapest, 150 p.

THAMÓ-BOZSÓ, E. & JUHÁSZ, Gy. 2002: Mineral composition of Upper-Miocene-Pliocene (Pannonian s. l.) sands and sandstones in the different sedimentary subbasins in Hungary. – *Geologica Carpathica* **53**, *Special issue: XVIIth Congress of the Carpathian-Balkan Geological Association,* CD mellékleten.

THAMÓ-BOZSÓ, E., JUHÁSZ, Gy. & KOROKNAI, B. 2004: Tracing the sediment transport directions into Lake Pannon during the late Neogene, based on mineralogical composition of sandstones in the Hungarian plain. – *23rd IAS Meeting of Sedimentology, Coimbra, 15–17 September 2004., Abstracts book,* p. 265.

THAMÓ-BOZSÓ, E., KERCSMÁR Zs., & NÁDOR, A. 2002: Tectonic control on changes in sediment supply on Quaternary alluvial systems, Körös sub-basin, SE Hungary – In: JONES, S. J. & FROSRICK, L. E. (eds): Sediment Flux to Basin: Causes, Controls and Consequences. *Geological Society, London, Special Publications* **191**, 37–53.

VADÁSZ E. 1969: Forráskút 1. számú fúrás. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár.

VAKARCS G. 1997: Sequence stratigraphy of the Cenozoic Pannonian Basin, Hungary. – PhD disszertáció, Rice University, Houston, Texas, 386 p.

WAGREICH, M. & MARSCHALKO, R. 1995: Late Cretaceous to Early Tertiary palaeogeography of the Western Carpathians (Slovakia) and the Eastern Alps (Austria): implications from heavy mineral data. – *Geologische Rundschau* **84**, 187–199.

ZUFFA, G. G., (ed.) 1985: Provenance of Arenites (NATO Advanced Science Series): Dordrecht, Holland, D. Reidel Pub. Co., 408 p.

Kézirat beérkezett: 2005. 12. 05.

Földtani Közlöny 136/2, 431–450. (2006) Budapest

Az alföldi pannóniai s.l. képződmények ásványi összetétele II. – A pannóniai s.l. homokok és homokkövek ásványi összetétel változásának tendenciái és földtani jelentőségük

The mineral composition of the Pannonian s.l. Formations in the Great Hungarian Plain (II). – Tendencies of the changes of the mineral composition of the Pannonian s.l. sands and sandstones and their geological significance

JUHÁSZ Györgyi[1] – THAMÓNÉ BOZSÓ Edit[1]

(8 ábra, 1 táblázat)

Tárgyszavak: pannóniai s.l., Alföld, nehézásványok, behordási irányok, fáciesek, szekvenciák, tendenciák,
Keywords: Pannonian s.l., Alföld (Hungarian Plain), heavy minerals, transport directions, tendencies, depositional facies, sequences

Abstract

Sedimentological as well as seismic and sequence stratigrapic studies show that during the Late Miocene – Pliocene (Pannonian s.l.) the main sediment input into Lake Pannon in the area of today´s Hungarian Plain came from the NW and NE and subordinately from SE directions. Sediments were carried along by large fluvial and deltaic systems into the lake. The characteristics of the mineralogical composition and origin of sediments transported from different directions were studied on the basis of the heavy mineral data of 868 sand and sandstone samples from 53 boreholes, also using statistical methods. During the interpretation the studied samples were identified in terms of depositional facies, depositional cycles, and lithostratigraphic units. The detailed results of the work can be seen in THAMÓ-BOZSÓ et al. 2006. As a conclusion of this earlier detailed study, in this paper it is possible to highlight major tendencies in the mineralogical composition of the sediments.

Different kinds of tendencies have been recognized and these have different backgrounds. There are the characteristic differencies between the NW and NE sediment input of the basin. Sands which came from the NW and reached the middle and southern parts of the Hungarian Plain, have significantly more minerals deriving from metamorphic rocks, while in sands which originated from the NE and which reached the Békés Basin, are characterised by the dominance of volcanic rocks. There is a minor sediment source from the SE from the Apuseni Mountains. The average amount of chlorite gradually increases from fluvial sands, through delta and basin-slope sediments to the deep-basinal turbidite sandstones. This is in contrast to garnet, volcanic pyroxenes and amphiboles, the respective frequencies of which gradually decrease with water depth as well as distance from the source area. These tendencies were caused by the selective sorting of minerals during transport and sedimentation and the changing of source rocks. The maturity of the studied sands and sandstones primarily depends on the distance from their source areas. There are characteristic vertical changes in the mineralogical composition of the sedimentary succession. These changes are connected to depositional cycles rather than vertical facies changes. The closer the minerals are to the source area, the stronger the changes are. The most considerable changes are connected to tectonically controlled 3rd order sequence boundaries, especially in those cases when they indicate a considerable hiatus. In the NE area, close to the sediment source, even the 4th order cycles clearly show changes in the mineralogical composition.

[1]Magyar Állami Földtani Intézet, Medenceanalízis Osztály, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

Összefoglalás

Az alföldi pannóniai s.l. képződmények ásványi összetételét több mint 860 db homok, illetve homokkőminta korábbi mikromineralógiai vizsgálati eredményei alapján tanulmányoztuk. Meghatároztuk a különböző beszállítási irányból érkező homokok és homokkövek nehézásványtani jellemzőit (THAMÓNÉ BOZSÓ et al. jelen kötet) és ezek alapján összefoglaljuk az ásványi összetétel változásának tendenciáit. A rétegsorokban többféle tendencia volt felfedezhető.

Határozott eltérések adódtak a két fő behordási irány (ÉNy és ÉK-ről történő behordás) kőzetanyagában. Az Alföld nyugati részén fellelhető mintákban nagyobb a metamorf ásványok aránya, míg keleti részén a vulkanitok szerepe domináns. A klorit részaránya azonban olyan nagy a minták nagy részében, hogy ez szinte felülírja a többi összetevő szerepét, ezért jelentős mértékben mégsem tér el a törmelékanyag összetétele, ami a Kárpátok, mint legfőbb lehordási terület öves szerkezetéből is következik, és arra is utal, hogy a középhegységi területek még nem jelennek meg számottevő üledékforrásként, tehát nem voltak kiemelt helyzetben.

A fáciesek alapján történő vizsgálatok nyomán megállapítható, hogy a folyóvízi homokoktól a delta- és medencelejtő üledékeken át a turbidit homokkövekig a klorit átlagértéke fokozatosan növekszik, míg a gránát és az elsősorban a vulkáni eredetű piroxén és amfibol gyakorisága fokozatosan csökken, ami a forráskőzetek változása mellett a szelektív osztályozódás hatását tükrözi. A szállítási távolsággal egyre dominánsabbá válik a klorit és nő a kőzetanyag érettsége is.

Vertikális szelvényben vizsgálva a forrásterületekhez közelebb eső fúrásokban rendkívüli egyezés mutatkozik a nehézásványi összetétel változása, és a szekvencia sztratigráfiai értelmezés között. E szerint időben változott a behordott üledékek összetétele, tehát változtak a lehordási területek. Elsősorban a tektonikai mozgások által létrehozott harmadrendű szekvenciahatárokon ugrásszerűen változik a nehézásványi összetétel. A peremeken, de főleg a vulkáni anyagot tartalmazó ÉK-i területen már a negyedrendű szekvenciahatárok is jelentkeznek a nehézásványi összetételben. A medencebelsőben ez a változás nem annyira jellegzetes, ami részben a nagyobb szállítási távolsággal, másrészt a vizsgálati anyagok sporadikus voltával magyarázható.

Bevezetés

Az alföldi pannóniai s.l. képződmények összetételét a korábbi mikromineralógiai vizsgálatok eredményei alapján tanulmányoztuk, az alapadatok ugyanazok voltak, mint a jelen kötet THAMÓNÉ BOZSÓ et al. (2006) kiértékelésben. A vizsgált mintáknak meghatároztuk fáciesét, leülepedési környezetét és formációját, ennek alapján kezdtünk hozzá a következő vizsgálatok elvégzéséhez:

1. A fő behordási területek jellemzőit vizsgáltuk az azonos környezetben leülepedett minták alapján.

2. A MÁFI-ban meglévő nagy adatbázis mintáit fáciesegységek szerint csoportosítva, ill. formációnként vizsgáltuk.

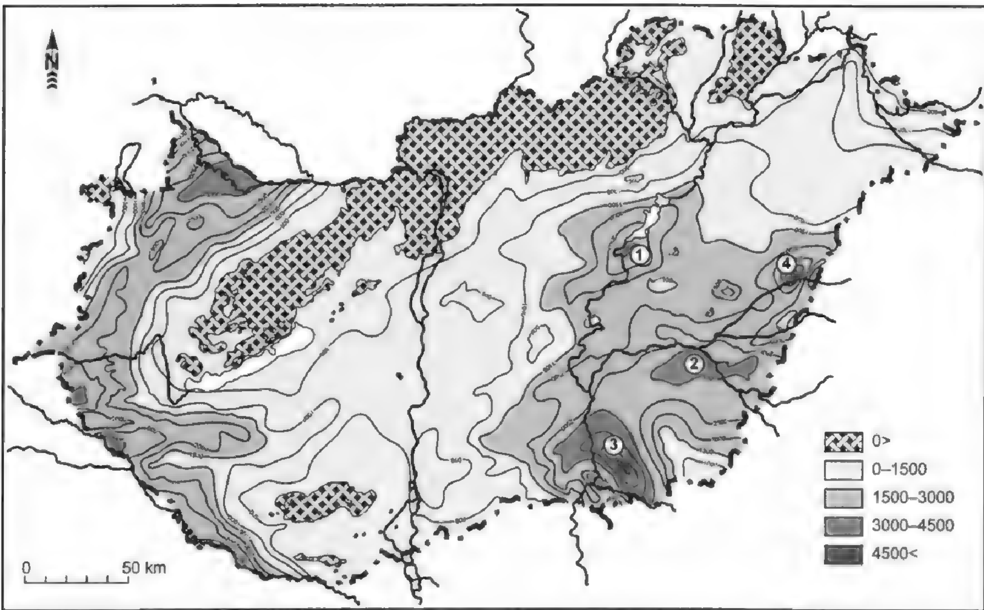
3. Függőleges szelvény mentén, azon fúrásokban, ahol sok minta állt rendelkezésre, vizsgáltuk a minták nehézásványi összetételét. Ez utóbbi vizsgálat a nehézásványi összetétel időbeli változásának nyomonkövetésére szolgált.

A három vizsgálati módszer eredményeképpen a nehézásványi összetétel változások különböző tendenciáit figyelhettük meg, és mostanra nyilvánvalóvá vált, miért nem vezettek igazán eredményre a korábbi, a nagy tömegű anyagot egyben elemző vizsgálatok. A kutatás egyik célja tehát a különböző beszállítási irányokból érkező pannóniai s.l. képződmények homok- és homokkőmintái jellemzőinek meghatározása volt. Az ide vonatkozó új eredmények részletes ismertetését, valamint a megelőző kutatástörténeti fejezetet jelen kötet tartalmazza (THAMÓ-BOZSÓ & JUHÁSZ 2002, THAMÓNÉ BOZSÓ et al. 2004, 2006).

A kutatás másik célja a pannóniai s.l. képődmények homok- és homokkőmintái ásványi összetételbeli változásában felismerhető trendek és tendenciák nyomonkövetése volt. Ezen összefoglaló tanulmányban elsősorban a részletes vizsgálatok alapján leszűrt, földtani szempontból fontos következtetéseket és a fő tendenciákat szeretnénk kiemelni.

Az alföldi pannóniai s.l. képződmények főbb üledékes fáciesegységei és a vizsgált homokminták fáciese

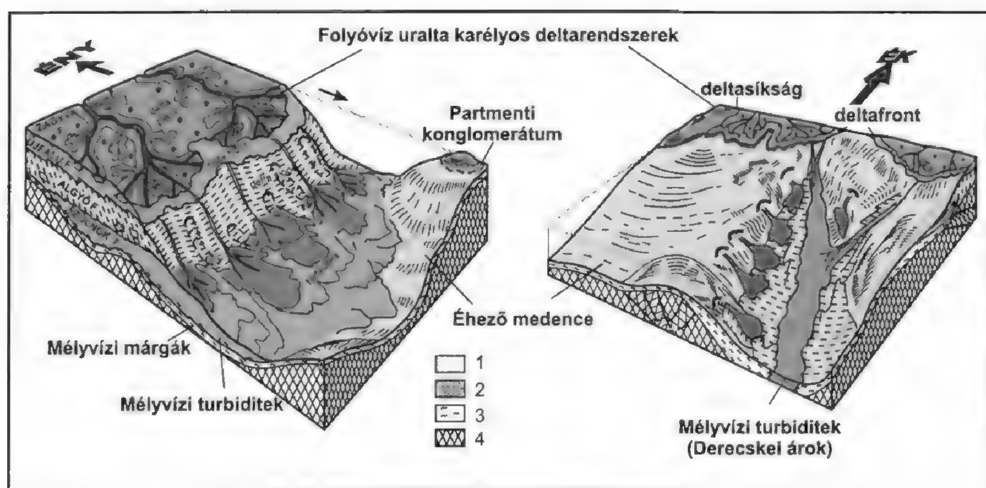
A Pannon-medence kialakulását követő post-rift tektonikai fázisban, a fokozatosan kiédesedő Pannon tó termálisan süllyedő medencéjében képződött a vizsgált pannóniai s.l. üledéksor. A medencét differenciális süllyedés jellemezte, ezzel részmedencék sorát létrehozva (HORVÁTH 1995, HORVÁTH & CLOETHING 1996 – *1. ábra*). A medencét a pannóniai s.l. folyamán az ÉNy-i és ÉK-i irányból progradáló deltarendszerek által szállított hatalmas mennyiségű törmelékanyag fokozatosan töltötte fel, de alárendelt behordási irány DK felől is felismerhető volt, míg a már



1. ábra. A pannóniai s.l. képződmények talptérképe (CSÍKY et al. 1987) az egyes részmedencék feltüntetésével. Jelmagyarázat: 1. Jászsági-medence, 2. Békési-medence, 3. Makó–Hódmezővásárhelyi-árok, 4. Derecskei-árok

Fig. 1 Structural contour map and structural contour map at the base of the Upper Miocene (Pannonian s.l.) sediments (CSÍKY et al. 1987) with indication of the studied subbasins. Legend: 1. Jászság basin, 2. Békés basin, 3. Makó–Hódmezővásárhely trough, 4. Derecskei trough

feltöltött területeken folyóvízi üledékképződés folyt (2. *ábra* — RÉVÉSZ 1980; BÉRCZI & PHILLIPS 1985; POGÁCSÁS et al. 1988; RÉVÉSZ et al. 1989; JUHÁSZ 1992, 1994; VAKARCS 1997; MAGYAR et al. 1999; TÓTHNÉ MAKK 2003).

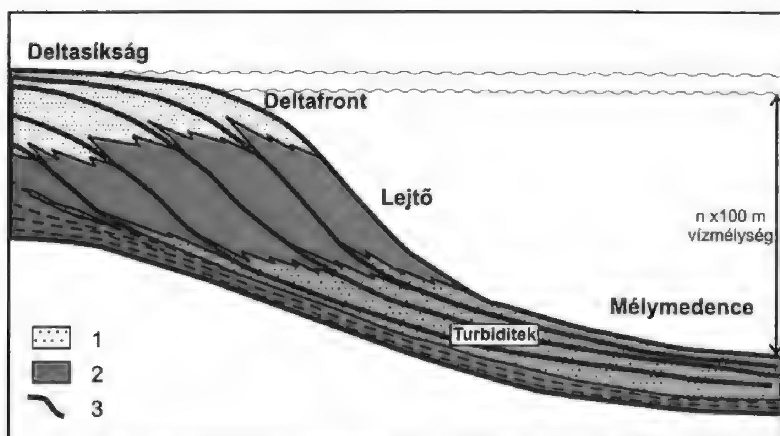


2. *ábra.* Idealizált 3D feltöltődési modell az Alföld ÉNy-i és ÉK-i behordási területén (JUHÁSZ 1992 nyomán). Jelmagyarázat: 1. finomhomokkő, 2. aleurit, 3. agyagmárga, 4. prepannóniai aljzat

Fig. 2 Idealized 3D depositional model of the Late Miocene sedimentation (JUHÁSZ 1992). Legend: 1. fine-grained sandstone, 2. siltstone, 3. clay marl, 4. basement

Az így képződött üledékanyag vastagsága az Alföldön 5000–6000 m-t is elérhet az egyes részmedencékben: a Jászsági- és a Békési-medencében, a Makó–Hódmezővásárhelyi- és a Derecskei-árokban (*1. ábra*). A medencét alulról fölfelé fokozatosan sekélyebbé váló vízben képződött rétegsor építi fel (JÁMBOR et al. 1987, BÉRCZI et al. 1987, 1988, JÁMBOR 1991, JUHÁSZ 1992, 1994). A néhány helyen előforduló szigetek partvonala mentén parti konglomerátumok és homokok képződtek (Békési Formáció). A hemipelágikus bazális márgák fölött (Endrődi Formáció) a medence legmélyebb zónáiban finomhomokos turbiditek települnek (Szolnoki Formáció), amelyek helyenként több száz méter vastagságot érnek el. A turbiditek fölött nyíltvízi, deltalejtőn, ill. medencelejtőn képződött agyagmárgaösszlet található, amely általános elterjedésű az Alföldön (Algyői Formáció). Homokos fáciesű üledékek helyenként a lejtő rétegsorában is előfordulnak. E fölött parti síksági, deltafront és deltasíksági környezetekben leülepedett képződmények települnek (Újfalui Formáció), amelyben a deltaágakban képződött mederkitöltés és a torkolatuknál képződött torkolati zátony rétegsorokat finom és középszemcsés homok építi fel. Az Újfalui Formáció képződményeire a továbbiakban „deltafáciesként" utalunk. A tó feltöltése után a partvonaltól távolabb folyóvízi üledékképződés folyt, így ez alkotja a pannóniai üledéksor legfelső tagját (Zagyvai és Nagyalföldi Formáció). A folyóvízi üledéksorban a mederkitöltések, övzátonytestek és gátszakadás-üledékek adják a homokokat. Az itt felsorolt pannóniai litofáciesek fáciesasszociációkat alkotnak, amelyek térben nagyon jól korrelálhatók és térképezhetők az Alföldön. Az idealizált feltöltődési vázlat jól szemlélteti a fáciesek és a ciklushatárok egymáshoz való viszonyát, vagyis a vízszintingadozások hatását (*3. ábra*).

Homokok tehát sokféle környezetben képződtek, a legnagyobb mennyiségben elsősorban a Pannon-tó deltafront és deltasíksági környezetében, parti síkságán, a tóba ömlő folyók alluviális síkságán. A legtöbb vizsgálati minta ezekben a környe-



3. *ábra.* Idealizált feltöltődési vázlat, a kialakult fáciesekkel, leülepedési környezetekkel, és a időt képviselő ciklushatárokkal. Jelmagyarázat: 1. homok, 2. agyagmárga, 3. szekvenciahatár

Fig. 3 Idealized sketch of sedimentation, with depositional environments, facies, and cycle boundaries as time involved. Legend: 1. sandstone, 2. clay marl, 3. cycle boundary

zetekben leülepedett kőzetanyagból került ki. A mélymedencében a lejtő agyagos rétegsorában is sokszor találunk homokos üledékeket, míg nagy mennyiségű homok rakódott le gravitációs áthalmozással, turbidites zagyárakból a lejtők lábánál, ill. a deltaelőtérben, kitöltve a medence legmélyebb részeit. Ebből a mélységből azonban csak kisszámú minta állt rendelkezésre (*1. táblázat*).

Az alföldi pannóniai s.l. képződmények homok és homokkő mintái ásványi összetételének jellemzői a fő behordási irányokban

Eltérések észlelhetők a két fő, ÉNy és ÉK felől érkező, valamint egy kisebb jelentőségű, DK-i behordási irány kőzetanyagában (2. *ábra*).

Az Alföldre ÉK felől érkező üledékanyag turbidit, medencelejtő-, delta- és partmenti környezetekben képződött üledékeire nagy klorittartalom jellemző, emellett az idősebb képződményekben domináns gránát, magnetit, biotit, amfibol és piroxén is megjelenik (G–1, Bakt–1). Az éretlenebb folyóvízi homok sok biotitot tartalmaz (Bakt–1). Ide több vulkáni eredetű anyag érkezett, mint az Alföld más részeire, a metamorf forráskőzetek viszont alárendelt szerepet játszottak. A folyók ezt az ÉK–ről származó üledékanyagot az Alföld középső részére Mezőtúr és Gyoma térségéig, tehát a Békési-medencéig elszállították.

Az Alföldre ÉNy felől érkezett, főként klorit-, gránát-, illetve epidotgazdag deltafáciesű homokok, valamint nagy gránáttartalmú folyóvízi homokok a Duna–Tisza közén a legjellemzőbbek. Kevés vulkáni eredetű anyagot ezek is tartalmazhatnak. Ez a törmelékanyag az Alföld középső és déli területeire is (Jh–1, Bá–1, Fkút–1, Ü–1, -2, Törökszentmiklós, Gyoma, Szr–3, Sz–1, K–88, Algyő, Szeged, D–1, Psz–1, Pusztaottlaka, Mezőhegyes) eljutott, és a lehordási területtől távolabb kloritdússá válva turbidit és medencelejtő homokként rakódott le (Szr–3, Fkút–1, Ü–1, –2, Psz–1, Csa–1).

1. táblázat. A különböző fáciesű és különböző beszállítási irányokból érkezett homok- és homokkőminták átlagos összetétele. (Az ásványneveket l. BOGNÁR 1995).)

Table 1 Mean mineralogical composition of the sand and sandstone samples deriving from different facies as well as different sediment input into the basin

Formáció, fácies ill. Terület, fácies*	Zagyvai F. (folyóvízi) (*fluvial*)	Újfalui Homokkő F. (delta) (*delta*)	Algyői F. (medencelejtő) (*slope*)	Szolnok Homokkő F. (turbidit) (*turbidite*)	Duna–Tisza köze*, folyóvízi *fluvial*	Duna–Tisza köze*, delta *delta*	Jászsági-medence, folyóvízi fluvial	Jászsági-medence, delta *delta*	ÉK-Tiszántúl, folyóvízi *fluvial*	ÉK-Tiszántúl, delta *delta*	ÉK-Tiszántúl, medence lejtő *slope*	DK-Tiszántúl, folyóvízi *fluvial*	DK-Tiszántúl, delta *delta*	DK-Tiszántúl, medencelejtő *slope*
Nehézfrakció:														
minták száma (db)	333	502	26	7	11	288	28	88	4	53	11	46	1	2
antofillit	0.1	0.4	0.0	0.0	0.0	0.3	0.0	0.8	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0
sillimanit	<0,1	0.0	0.0	0.0	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	<0,1	0.0	0.0
kianit	1.2	1.0	0.4	0.0	0.8	1.1	2.7	1.6	0.0	0.2	0.3	0.8	0.8	3.5
andaluzit	0.4	0.1	0.1	0.0	2.1	0.0	3.3	0.5	0.2	<0,1	0.0	0.0	0.8	0.8
sztaurolit	0.2	0.1	0.1	0.0	0.5	<0,1	0.2	0.2	1.0	0.2	0.0	0.1	0.8	1.4
zoisit	0.4	0.3	0.1	0.0	2.0	0.3	1.6	0.6	0.0	<0,1	0.0	0.1	0.0	0.7
klinozoisit	0.6	1.3	0.0	0.0	0.0	1.9	0.0	0.7	0.0	0.0	0.0	0.6	0.0	0.0
glaukofán (kék amf.)	0.3	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.2	0.4	0.0	0.0	0.0	0.8	0.0	1.3
piemontit	<0,1	<0,1	0.0	0.0	0.0	<0,1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
aktinolit-tremolit	1.0	0.7	0.3	0.0	0.0	0.6	0.1	1.6	0.0	0.1	0.2	1.5	0.8	2.6
kloritoid	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.2	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0
epidot	9.8	10.3	1.6	0.1	3.9	12.6	3.5	10.1	0.0	0.9	2.9	13.1	1.5	2.4
klorit	18.3	26.6	27.9	39.3	0.8	30.6	17.6	20.2	0.0	19.6	9.4	13.9	58.7	11.3
biotit	2.8	4.0	4.7	1.7	5.4	2.4	2.0	8.4	60.1	12.9	11.9	1.4	0.0	0.0
gránát	19.2	14.7	10.4	5.2	26.7	15.6	20.3	16.3	5.5	10.8	13.8	9.1	6.6	14.5
titanit	0.2	0.2	<0,1	0.0	0.0	<0,1	0.1	0.7	0.0	<0,1	0.0	0.2	0.0	0.5
korund	0.1	0.0	0.0	0.0	1.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
szerpentin	0.0	0.0	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
magnetit	9.2	8.5	10.4	0.3	26.4	9.9	3.9	9.6	10.1	6.8	20.3	5.0	2.1	9.7
hematit	<0,1	0.1	0.0	0.0	0.7	0.0	0.0	0.0	1.8	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0
ilmenit	0.3	0.1	0.5	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.7	1.2	1.5	0.0	0.0
egyéb opak ásvány	0.4	1.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.9	0.0	0.0	0.0	0.0
rutil	0.5	0.6	0.2	0.1	1.8	0.2	2.0	2.4	1.6	0.1	0.0	0.1	0.8	0.7
ensztatit	0.0	<0,1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
augit	0.5	0.2	0.0	0.0	0.0	0.3	1.1	0.2	0.0	<0,1	0.0	0.8	0.0	0.0
oxiamfibol	0.4	<0,1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	<0,1	0.0	2.3	0.0	0.0
diopszid	0.4	0.5	0.0	0.0	3.5	0.7	3.6	0.3	0.0	0.9	0.0	0.1	0.0	0.0
hipersztén	0.8	0.6	1.1	0.0	0.0	0.2	1.3	0.7	0.7	3.3	2.6	2.8	0.0	0.3
egyéb piroxén	1.2	0.4	1.5	0.0	0.0	0.7	5.7	0.4	0.0	<0,1	0.0	2.9	2.2	17.3
barna amfibol	0.4	0.1	0.4	0.1	0.0	<0,1	0.0	0.4	0.0	1.8	0.0	1.1	0.8	5.1
zöld amfibol	6.2	2.8	0.0	0.0	0.0	2.1	0.0	2.5	7.8	9.0	0.0	20.8	0.0	0.0
egyéb amfibol	0.8	2.1	3.5	0.1	0.4	0.7	0.4	0.0	0.0	14.8	8.4	0.0	0.0	0.0
apatit	0.7	0.5	1.7	1.3	2.1	0.4	1.7	0.5	0.0	1.0	1.0	0.2	2.1	1.0
cirkon	0.6	0.3	1.1	0.0	2.7	0.2	0.8	0.5	0.2	0.6	2.3	0.3	0.0	0.0
turmalin	2.8	2.8	2.2	0.7	3.6	2.6	6.9	4.8	1.7	1.5	2.9	2.2	2.1	3.1
anatáz	<0,1	<0,1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
brookit	<0,1	<0,1	0.0	0.0	0.0	<0,1	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0
limonit	3.9	2.4	6.2	0.5	4.1	2.4	4.4	0.2	9.3	3.9	8.1	3.6	2.6	4.5
leukoxén	5.4	3.5	0.0	0.0	0.0	4.6	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0	5.3	0.0	0.0
pirit	4.1	5.3	5.2	0.0	10.8	5.3	0.8	3.4	0.0	2.3	9.4	6.1	0.0	0.0
karbonát	1.4	3.2	3.3	9.5	0.0	0.8	0.7	10.5	0.0	1.1	0.2	0.3	5.8	0.9
kőzettöredék	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.7	0.0	0.0	0.0	0.0
bontott ásvány	5.4	4.5	17.0	40.6	0.0	3.4	14.6	0.7	0.0	4.0	5.0	2.6	11.6	18.6
Könnyűfrakció:														
minták száma (db)	258	372	10		11	288	28	88	4	53	10	48		
kvarc	62.9	55.8	36.5		45.4	58.6	62.2	66.6	32.8	39.9	36.5	59.2		
földpát	15.4	13.6	15.1		22.7	14.1	37.8	5.2	49.5	27.4	15.1	15.0		
kőzettöredék	5.0	6.2	9.8		3.3	3.4	0.0	12.2	5.3	7.8	9.8	5.2		
karbonát	1.2	0.8	2.0		25.7	0.7	0.0	0.0	1.5	0.7	2.0	0.0		
agyagásvány	3.9	6.2	31.8		0.0	6.0	0.0	0.0	0.0	16.8	31.8	11.7		
muszkovit	6.4	14.6	3.8		2.9	16.4	0.0	12.9	10.8	7.0	3.8	6.6		
szericit	0.0	0.2	0.0		0.0	0.3	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0		
glaukonit	0.2	0.5	0.1		0.0	0.4	0.0	1.5	0.3	0.1	0.1	0.3		
bontott ásvány	5.1	2.1	0.8		0.0	0.0	0.0	1.5	0.0	0.2	0.8	2.1		
érettség**					1.9	4.1	1.8	4.9	0.6	1.9	2.3	3.2		

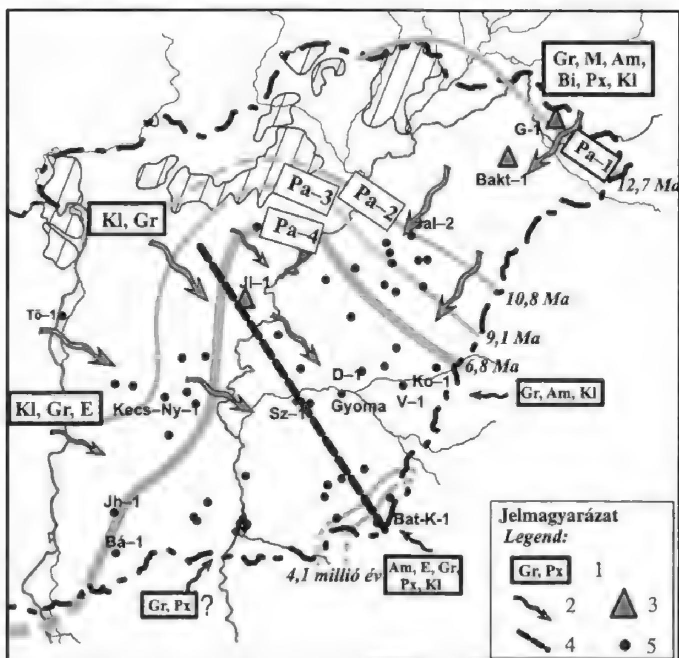
* Duna–Tisza köze ÉNy-i és középső része

** kvarc/(földpát+kőzettöredék)

A Jászsági-medencébe ÉNy-i, illetve É-i irányból érkezett üledékanyagból klorit-, gránát-, biotit- és helyenként magnetitdúsdelta és hasonló összetételű, de éretlenebb folyóvízi homokok rakódtak le, az utóbbiak nagyobb piroxén és metamorf ásványtartalommal. Több anyag érkezett ide közepes-nagy fokú metamorfitokból, mint az Alföld más területeire.

A DK-Alföldre DK felől érkező üledékanyag mennyisége alárendelt, piroxén-amfibol-gránát-klorit összetételű medencelejtő üledékek (Bat–K–1), kloritdús deltahomok (Mezőhegyes), változatos összetételű amfibol-, epidot-, gránát-, klorit-, magnetitgazdag folyóvízi üledékek (Mezőhegyes, Tótkomlós, Pusztaottlaka, Kevermes) képviselik. A medencelejtő üledékei főként közepes és nagyfokú metamorfitok lehordásából, a folyóvízi homok pedig inkább kisebbfokú metamorfitokból származtathatók. Ugyanakkor mindvégig idősebb üledékes kőzetek áthalmozódásából és vulkanitok lehordásából is érkezett üledékanyag, az utóbbiakból legtöbb a folyóvízi homokba.

Összegezve tehát az Alföld nyugati részén fellelhető mintákban nagyobb a metamorf ásványok aránya, míg keleti részén a vulkanitok szerepe dominánsabb. A klorit részaránya azonban olyan nagy a minták jelentős részében, hogy ez szinte felülírja a többi összetevő szerepét, ezért jelentősebb mértékben mégsem tér el a törmelékanyag összetétele, ami a Kárpátok, mint legfőbb lehordási terület öves szerkezetéből is következik. Ez is arra enged következtetni, hogy a középhegységi területek még nem jelennek meg jelentős üledékforrásként, tehát nem voltak kiemelt területek (*4. ábra*).



4. ábra. Az egyes harmadrendű szekvenciák selfperemének helyzete (VAKARCS 1997 nyomán módosítva), a nehézásványvizsgálatok alapján kijelölhető főbb behordási irányok, valamint az ezekre jellemző domináns ásványcsoportok az Alföldön, a vizsgált mintavételi helyek feltüntetésével. Jelmagyarázat: 1. az uralkodó ásványcsoport: Kl: klorit, Gr: gránát, Am: amfibol, E: epidot, Px: piroxén; 2. beszállítási irányok; 3. bemutatott fúrás; 4. elvi szelvény iránya; 5. mintavételi helyek

Fig. 4 Position of the shelf break at the third order sequence boundaries (modified after VAKARCS 1997) and the main transport directions based on heavy mineral content, as well as the dominating mineral groups with the location of the samles. Legend: 1 dominating mineral groups: K: chlorite, Gr: garnet, Am: amphibole, E: epidote, Px: pyroxene; 2 transport directions; 3 wells on show; 4 idealized profile; 5 sample location

Az ásványi összetétel változásának tendenciái az azonos fáciesű képződményekben, illetve a formációkon belül

A részletes földtani vizsgálatok alapján elvégzett fácies-, illetve formációértékelés szerint a vizsgált homok- és homokkőminták négy fő, különböző fáciesű üledékes képződménycsoportba, illetve formációba tartoznak. A minták több mint fele (58%) a főként deltafront és deltasíkság fáciesű Újfalui Homokkő Formációból való, sok a Zagyvai Formációba tartozó folyóvízi homok (38%), míg lényegesen kevesebb vizsgálat készült a medencelejtő üledékekből, melyek az Algyői Fomációt alkotják (3%), és a turbidit eredetű Szolnoki Homokkő Formációból (1%). A vizsgált minták fáciestípusonkénti, illetőleg formációnkénti átlagértékeit az *1. táblázat* tartalmazza.

Az Alföldön a különböző fáciesű homokok, illetve homokkövek átlagos ásványi összetételét tekintve bizonyos tendenciák figyelhetők meg. Így a folyóvízi homokoktól a delta- és medencelejtő üledékeken át a turbidit-homokkövekig a klorit átlagértéke fokozatosan növekszik, míg azzal ellentétesen a gránát, a turmalin és az elsősorban a vulkáni eredetű piroxének és amfibolok (hipersztén, augit, zöld-, barna-, oxiamfibol) összgyakorisága fokozatosan csökken. Ezek a tendenciák részben a szelektív osztályozódással magyarázhatók, vagyis azzal, hogy szállítás során a kloritlemezkék a lehordási területtől nagyobb távolságra a medencék belső területeire is eljutnak, míg az izometrikus gránát, vagy az oszlopos turmalin, amfibol és piroxén a lehordási területhez közelebb már a folyóvízi, vagy a deltaképződményekben lerakódik. Ugyanakkor a törmelékes eredetű klorit gyakori megjelenése az ÉNy-i peremterületeken a delta és a folyóvízi homokban jelzi, hogy a szelektív osztályozódás mellett a forráskőzetek szerepe is meghatározó.

A homok és homokkő minták kvarc/(földpát+kőzettöredék) aránya, azaz érettsége, amely a forráskőzetek mellett a klímától, a szállítási távolságtól, a lerakódási környezettől és a diagenezis mértékétől is függ (Pettijohn 1972, 1975), az átlagértékeket tekintve az egyes beszállítási irányokban a folyóvízi homoktól a delta képződményeken át a medencelejtő üledékekig növekszik (*1. táblázat*). Ugyanakkor az egyes fúrásokban az átlagértékek szerint a legéretlenebb minták, amelyekben a kvarc/(földpát+kőzettöredék) arány 1 és 3 közt változik, a lehordási területekhez közeli helyzetben találhatók a G–1, Bakt–1, Tö–1, Ke–3, Jász–1, Ko–1, V–1, Pusztaottlaka–I/p és Kevermes–II/p fúrásokban. A legérettebb homok- és homokkőminták, amelyek 7 feletti kvarc/(földpát+kőzettöredék) aránnyal rendelkeznek a lehordási területtől távolabb helyezkednek el (K–88, Bá–1, Jh–1, Kecs–3, Algyő–1, –2, –5 fúrások). Eszerint a vizsgált homokok érettsége elsősorban a lehordási területtől való távolságukat tükrözi.

A különböző beszállítási irányokban elhelyezkedő, különböző fáciesű homokok és homokkövek ásványi összetételének átalgértékeit az *1. táblázat* tartalmazza. Eszerint az ÉK-Tiszántúlra ÉK felől érkező üledékanyagban az Alföld többi területéhez képest a medencelejtő üledékekben viszonylag gyakori a magnetit, a gránát, a biotit és a piroxén, a delta fáciesű homokokban és homokkövekben pedig több az amfibol, mint másutt, valamint a biotit is gyakori, míg a még éretlenebb folyóvízi homokokban a biotit gyakorisága kiemelkedő. A klorittól eltekintve metamorf ásványok itt alig fordulnak elő.

A Duna–Tisza köze ÉNy-i és középső részéről vizsgált delta üledékekben gyakoribb a klinozoisit, mint másutt, és viszonylag gyakori a klorit és az epidot. A lényegesen éretlenebb folyóvízi homoktestekben viszont több a gránát, a magnetit a zoisit és a cirkon, valamint az andaluzit is jellemző az Alföld többi részéről vizsgált mintákhoz képest. A Jászsági-medence deltaüledékeiben helyenként gyakori az epidot, a biotit, a turmalin és a kianit. A deltaüledékeknél éretlenebb folyóvízi homokokban viszont gyakoribb a turmalin, az andaluzit, a kianit, a rutil és az apatit, mint másutt, valamint helyenként a gránát és a piroxén is (*1. táblázat*).

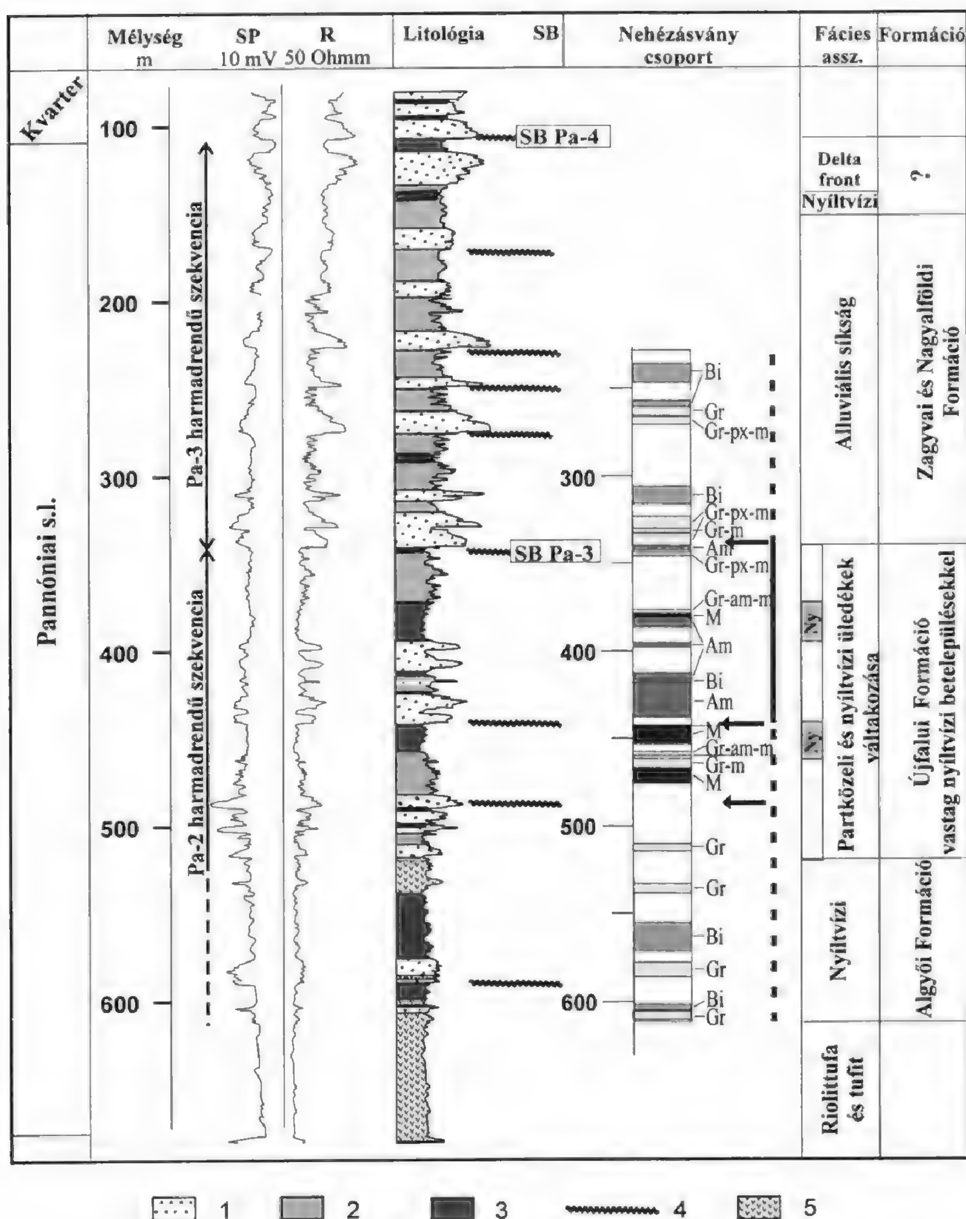
A DK-Alföldön az átlagértékek alapján a medencelejtő homokokban gyakrabban fordul elő a piroxén, a kianit, a sztaurolit és a tremolit-aktinolit, mint másutt, valamint viszonylag sok a gránát és az andaluzit. A folyóvízi homokokban az amfibolok és az epidot gyakorisága kiemelkedő, valamint a piroxén is jellemző.

Az ásványi összetétel időbeli (vertikális) változása és annak földtani háttere az Alföldön

A pannóniai s.l. homokok és homokkövek ásványi összetétele időben helyenként jelentősen változott, míg másutt alig észlelhető változás. A változások követésére és ennek értelmezésére integrált módszereket használtunk fel. Jelen munkával párhuzamosan készült el az Alföld pannóniai s.l. képződményeinek integrált-sztratigráfiai vizsgálata, amely a fő behordási irányok mentén felállított szelvényháló szerint végzett szekvencia-sztratigráfiai, szedimentológiai, biosztratigráfiai és fejlődéstörténeti összefüggéseket vizsgálja (JUHÁSZ et al. 2006). Az ásványtani vizsgálatok eredményeit ebbe a fejlődéstörténeti, integrált-sztratigráfiai keretbe helyezve, értelmet és földtani–fejlődéstörténeti jelentőséget nyernek az ásványtani összetétel nyomonkövethető változásai és azok tendenciái. Jó néhány itt vizsgált fúrás beilleszthető a szelvényhálóba, és ezek nagyon jó egyezést mutatnak elsősorban a különböző behordási irányokkal, és ezen belül az ásványi összetétel időbeli változást tükröz, amelynek tendenciái (nem meglepő módon) szinte teljesen egybeesnek a harmadrendű szekvenciákkal, mivel a nagyobb változások a szekvenciahatárokon következnek be. Ezért nem láthatók általánosságban jelentősebb változások a formációhatárokon, illetve a fáciesek határain, mint azt eredeti feltevésünk szerint reméltük, csak abban az esetben, ahol a fáciesváltozások jelentős ősföldrajzi változásokkal járó szekvenciahatárokkal esnek egybe.

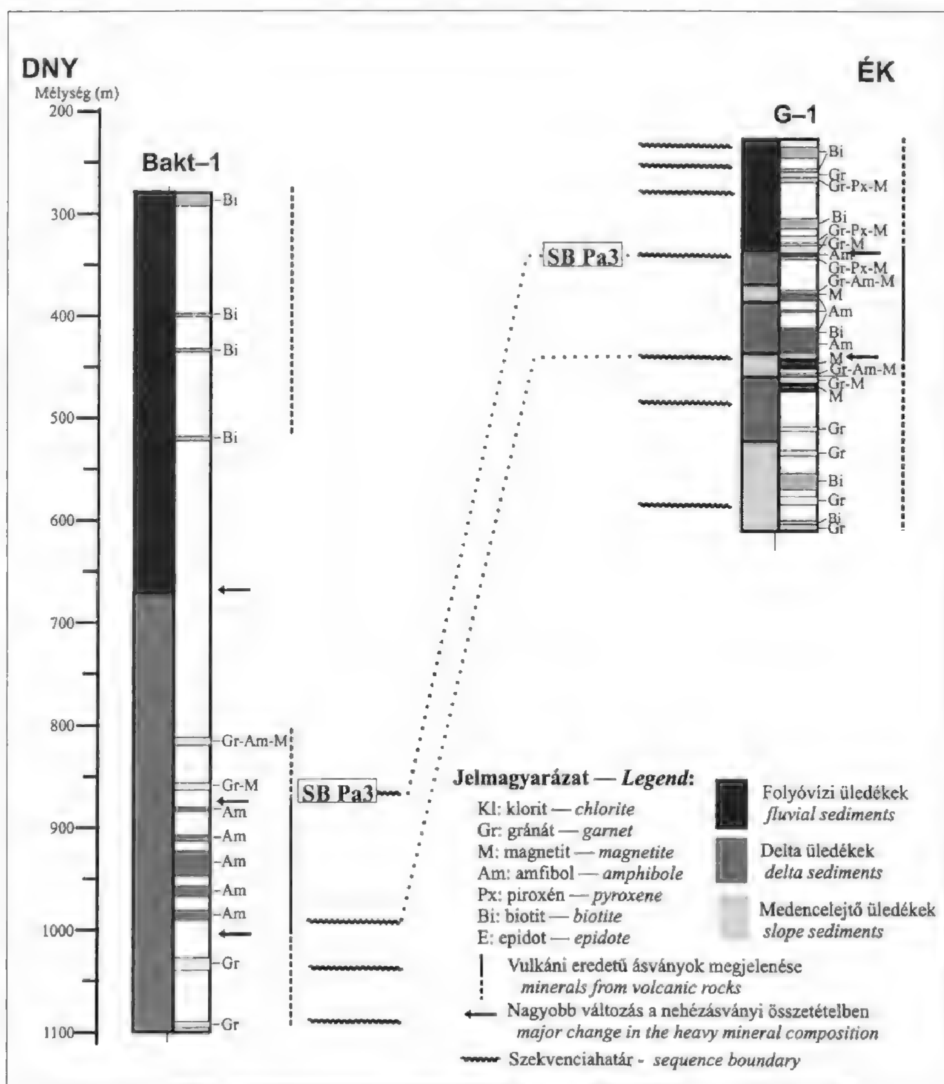
A jelentősebb, harmadrendű szekvenciahatárok a legújabb vizsgálatok szerint nagyobb léptékű, regionális tektonikai eseményekhez köthetőek, amelyek meghatározták a medence szerkezetfejlődésének változásait (JUHÁSZ et al. 2006). A relatív vízszint kisebb-nagyobb mértékű ingadozása, és időnként az ősföldrajzi helyzet jelentős változása hatással volt a beömlő folyók folyásirányának, illetve a jellegüknek megváltozására. A folyók nagyobb mértékű bevágódása és a peremi területek inverziója nyomán nagymértékű lepusztulás történt.

Ilyen jelentős szekvenciahatárt alkotnak mindkét felhalmozódási irányban a Pa–3 (9,1 Ma) és a Pa–4 (6,8 Ma sensu VAKARCS 1997) eróziós felületek. Az általuk közrefogott Pa–3 harmadrendű szekvencia egy tektonosztratigráfiai ciklust alkot. Ennek során az alföldi medencerész jelentős szerkezeti átalakuláson ment át, erőteljes



5. ábra. A Gelénes G–1 fúrás földtani, valamint szekvencia-sztratigráfiai értelmezése és ásványi összetételének változásai. Jó korreláció tapasztalható a forrásterületekhez közeli fúrásokban a jelentősebb vízszintcsökkenéssel járó szekvenciahatárok és a nehézásványi összetétel hirtelen megváltozása között. Jelmagyarázat: 1. homokkő, 2. aleurolit, 3. agyagmárga, 4. szekvenciahatár, a többit l. 6. ábra

Fig. 5 Geologic and sequence stratigraphic interpretation of Gelénes G–1 well, and alteration of its mineralogical composition. There is a well represented correlation between the base-level drop at the sequence boundaries and the abrupt changes in the heavy mineral composition of the sands and sandstones. Legend: 1 sandstone, 2 siltstone, 3 clay marl, 4 sequence boundary. For others see Fig. 6



6. ábra. A homokok és homokkövek jellemző nehézásványi összetétele Baktalórántháza és Gelénes között, a 3. és 4. rendű szekvenciahatárok feltüntetésével. A nehézásványösszetétel karakterisztikusan megváltozik a 3. rendű szekvenciahatárokon, míg a forrásterületekhez közel még a negyedrendű szekvenciahatárok is nagy jelentőséggel bírnak

Fig. 6 Correlation of Gelénes G–1 and Baktalórándháza Bakt–1 well with the dominating mineralogical composition groups and cycle boundaries close to the volcanic source areas. An excellent correlation can be observed between the base-level drop at the 3rd and 4th order sequence boundaries and the abrupt changes in the heavy mineral composition of the sands and sandstones.

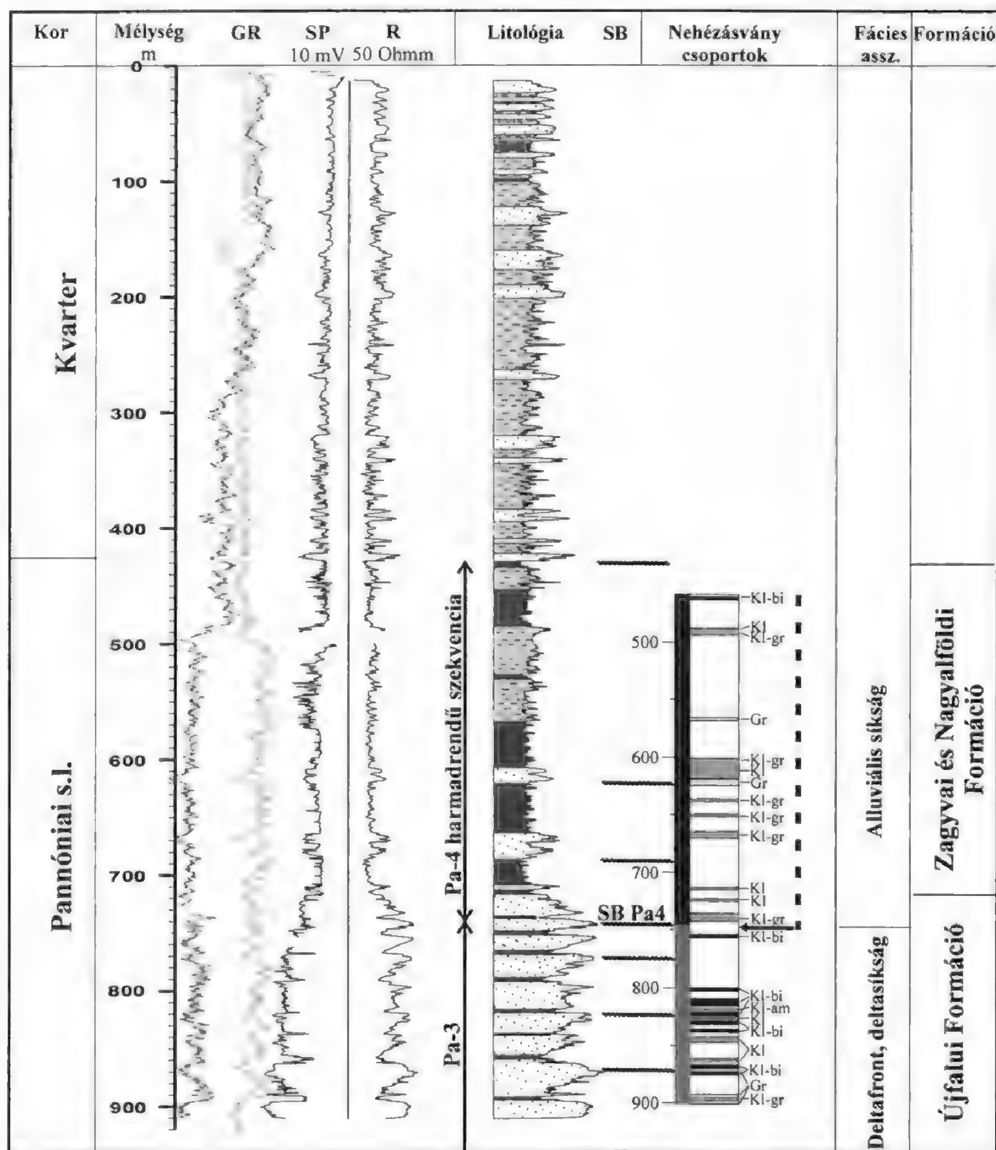
transzgressziót okozva, majd a ciklus végén a medenceperemi területek inverziójának megindulása a relatív vízszint több száz méteres csökkenéséhez vezetett (JUHÁSZ et al. 2006). Ezen változások nehézásványtartalomban való megjelenésének szemléltetésére mutatunk be néhány példát a fúrási rétegsorokból.

A Gelénes–1 fúrás az Alföld legidősebb pannóniai rétegsorát harántolta az ÉK-i határ mentén a Nyírségben. A fúrás ciklussztratigráfiai értelmezése és a mellette feltüntetett nehézásványtartalom változása tökéletes egyezést mutat (*5. ábra*). A Pa–3 szekvenciahatár feltételezett helyét jelöltük a rétegsorban. Ez a kiemelt helyzetű medenceperemi fúrás jól korrelálható a már mélyebb szerkezeti helyzetű, de még mindig idős képződményeket tartalmazó Bakta–1 fúrással, és a nehézásványtartalom változása is jó korrelációt mutat (*6. ábra*). A 6,8 Ma-nál idősebb üledékekben, a Pa–4 szekvenciahatár alatt itt a Pa–3 harmadrendű szekvencia homoktestjei vulkáni eredetűek, azokban a gránát, a biotit, a piroxén és a magnetit a leggyakoribbak. A 9,1 Ma Pa–3 harmadrendű szekvenciahatár alatti, Pa–2 harmadrendű szekvencia felső részében lévő homokokra az amfibol dominanciája, valamint a gránát, a biotit, a magnetit és a piroxén gyakorisága jellemező, ami elsősorban vulkáni eredetükkel függ össze. Ez alatt újra változik az ásványi összetétel, de mindig – itt feltehetően negyedrendű – szekvenciahatárokhoz kötődően. Ez a tendencia a két fúrás korrelálásakor is követhető, és a nehézásványi összetétel azonos eredményt ad, mint a szeizmikus és karotázsértelmezés során kapott szekvenciahatárok.

Az É–ÉNy-i behordási irányból a Jászladány Jl–1 fúrás rétegsorát mutatjuk be. A Jl–1 fúrásban a Pa–4 szekvenciahatár közel az Újfalui és a Zagyvai Formációk határára esik, illetőleg érdemes megfigyelni ebben az esetben, hogy mi a különbség az üledékes fácieshatár és a formációhatár között (*7. ábra*). Míg a pusztán litológiai bélyegeken alapuló formáció határát a homokos deltasíksági és az agyagos alluviális ártéri fáciesek határán húzzuk meg, addig a fáciesegységek határa, amely elválasztja a deltasíksági homokkőtesteket a felfelé finomodó folyóvízi ciklus legalsó mederkitöltés fáciesű képződményétől, tökéletesen egybeesik a Pa–4 szekvenciahatárral, és egyúttal a nehézásványtartalom változásával is. A Pa–4 szekvenciahatár itt egy erőteljes diszkordanciafelületet alkot, amely akár 1 Ma hiatust is képviselhet ezen a területen. Ennek mértékére pontos adataink nincsenek, de az értelmezett regionális szelvény pontosan mutatja, hogy az üledékképződés sokkal mélyebb szerkezeti helyzetben folytatódott ezt követően, a terület időközben kiemelt szárazulat volt, amelyet a folyók is elkerülték, és csak jóval később indult meg újra a folyóvízi üledékképződés a terület újabb süllyedésével (JUHÁSZ et al. 2006).

Úgy tűnik, hogy a Bugyi környékén található széles aljzati kiemelkedés ÉK-i és DNy-i oldalán két deltaág, esetleg elképzelhető, hogy két folyó érte el az Alföld medencéjét, mert a szeizmikus szelvények alapján is megkülönböztethetők, és az ásványi összetételük alapján is eltérés mutatkozik a Pa–4 szekvenciahatár alatti üledéksorban a két terület között. A Bugyi rögtől DNy-ra főként klorit, gránát, illetve epidotgazdag deltafáciesű homokokat találunk a Duna–Tisza közén, míg a rögtől ÉK-re Jászladány környékén a klorit dominál, amely gránáttal és biotittal egészül ki.

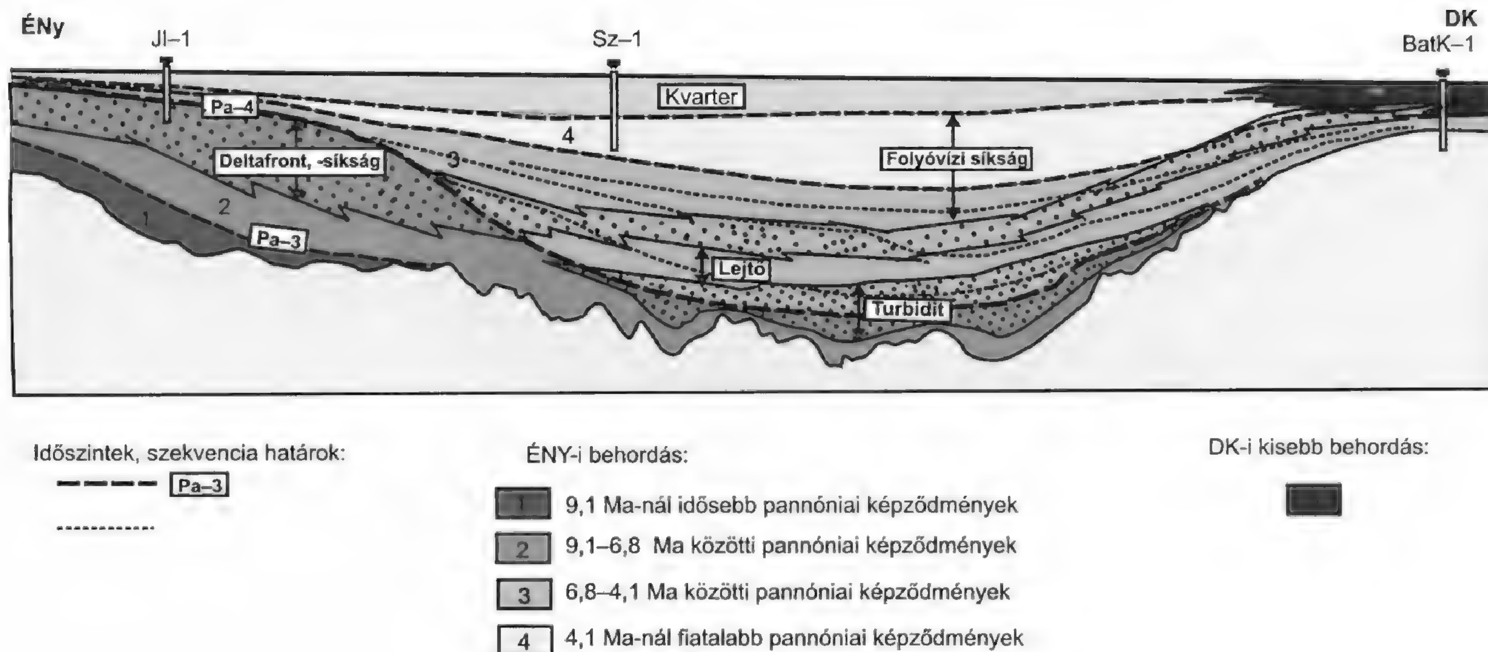
Elvi földtani szelvényen ábrázoltuk a fejlődéstörténeti keretben, harmadrendű szekvenciákon át az ásványi összetétel változásának tendenciáit. Hozzá kell fűznünk, hogy a szekvenciahatárok időhatárok, amelyek metszik a fácieshatárokat. Egy időkereten belül az eredetileg hasonló ásványi összetételű üledékanyag érettebbé válik, amíg eléri a mélymedencét, vagyis ugyanazon szekvencia mélyvízi



7. *ábra.* A Jászladány Jl–1 fúrás földtani és szekvencia-sztratigráfiai értelmezése és ásványi összetételének változásai. Jelmagyarázat: l. 5–6. ábra

Fig. 7 Geologic and sequence stratigraphic interpretation of Jászladány Jl–1 well with the dominating mineralogical composition. The strong base-level drop at the 3rd order sequence boundary Pa–4 caused strong erosion and more than 1 Ma hiatus and the abrupt changes in the heavy mineral composition of the sands and sandstones can be well observed, as even the source areas had changed in the meantime induced by large-scale tectonic changes. Legend: see Fig. 5–6

üledékeiben a homokok sokkal érettebbek, mint az időben hozzátartozó folyóvízi- és deltaüledékekben, hiszen hosszabb a szállítási útvonaluk. Ez tükröződik a vizsgálati anyagainkon is (*8. ábra*).



8. ábra. ÉNy-DK-i irányú elvi földtani és időszelvény Jászladány és Battonya között a jellemző ásványtani összetételbeli tendenciákkal

Fig. 8 Geologic and sequence stratigraphic profile between Jászladány and Battonya with the main facies units and the 3rd order cycles. These cycles bare differencies in the heavy mineral composition as well

Diszkusszió

A pannóniai s.l. képződményekben az ásványi összetétel a behordási irányok szerint alakul. Erőteljesebb szerepet kap azonban a rétegsorokban az időbeliség, amely alaposan felkavarta a korábbi értelmezési lehetőségeket. A behordott üledékanyag nehézásványtartalma időben változott, az üledékes ciklusok és a nagyobb hiatusok alapján tendenciák figyelhetők meg, amelyek azonban beszállítási irányonként más-más jelleget mutatnak.

A pannóniai képződmények formációk, illetőleg fáciesek szerinti elemzése önmagában nem adott jelentős különbséget. Megállapítható volt, hogy a szállítási távolsággal nő a kőzetanyag érettsége, és egyre dominánsabbá válik a klorit. Ez egyrészt abban nyilvánul meg, hogy a mélyebbvízi fáciesek, tehát a lejtő és a mélyvízi turbidit képződmények kőzetanyagának ásványi összetétele egyre érettebb, másrészt a folyóvízi és a deltafront, deltasíksági üledékek anyaga a peremterületeken több nehézásványt tartalmaz, a medencebelső irányában ezekben a képződményekben szintén nő a klorit dominanciája. A látszólag jellemző, ill. eltérő ásványi összetétel a fejlődéstörténeti összefüggésekkel, tektonikai vonatkozásokkal, valamint nagyléptékű ciklussztratigráfia alkalmazásával nyert értelmet.

A rendelkezésre álló mikromineralógiai adatok lehetőséget kínálnak a homokok és homokkövek ásványi összetétel-változásának nyomonkövetésére a különböző fácieseken, formációkon át. A klaszteranalízis és a diszkriminancia analízis eredményei és a forráskőzetjelző ásványok megjelenése alapján (THAMÓ et al. 2006, jelen kötet) az egymáson települő formációk határán, illetve annak közelében csak az esetek egy részében tapasztalható változás az ásványi összetételben, amint ez a Gelénes G–1 és Jászladány Jl–1 fúrások szelvényein látható (*5–7. ábra*). Gyakoribb azonban az, amikor az ásványi összetétel változás a fáciesen, ill. formáción belül következik be, aminek az oka elsősorban a lehordási területen bekövetkezett kőzettani változás, pl. új forráskőzetek felszínre kerülése lehet, amely nem okoz fáciesváltozást a medencebeli üledékképződésben. A tektonikai változások azonban egyszerre okozhatnak fáciesváltozást és a homokok összetételének megváltozását, vagy a medencebeli üledékek erózióját is. Ezért nagyobb tektonikai változásra utalhat, hogy a G–1, Bakt–1, JL–1, Jász–I és a Mezőhegyesi fúrásban a deltafácies folyóvízi fáciesbe való átmeneténél megváltozik a homokok ásványi összetétele. Az utóbbi három területen a vulkáni eredetű anyag mennyisége megnőtt a folyóvízi homokokban a deltaképződményekhez képest, ami arra utalhat, hogy a forrásterületeken a vulkanitok tektonikai hatásra kerültek a felszínre.

A relatív vízszint kisebb-nagyobb mértékű ingadozása, a pannóniai üledékképződés során bekövetkező tektonikai változások harmad- és negyedrendű üledékes ciklusok kialakulását eredményezték. Elsősorban a harmadrendű szekvenciahatárokon, a nagyobb relatív vízszintesések következtében erőteljes átrendeződések, ősföldrajzi változások következtek be, jelentősen befolyásolva az üledékanyagot beszállító folyók helyzetét és szállítási energiáját. Vizsgálataink szerint a harmadrendű szekvenciahatárokhoz az ásványtani összetétel jelentős megváltozása társul. Ilyen, erőteljes változással társuló szekvenciahatárt alkotnak mindkét felhalmozódási irányban a Pa–3 (9,1 Ma) és a Pa–4 (6,8 Ma sensu VAKARCS 1997) eróziós felületek. Az Alföld legidősebb pannóniai rétegsorából csak az ÉK-i határ

mentén, a Nyírségben mélyült két fúrásból volt adatunk (Gelénes–1 és Bakta–1 fúrás).

Az idősebb pannóniai képződmények a jelentős relatív vízszintcsökkenéshez, ill. tektonikai eseményekhez köthető 6,8 Ma Pa–4 (VAKARCS 1997 nyomán) szekvenciahatár alatt ásványi összetételük tekintetében jelentős eltérést mutatnak a később leülepedett képződményekhez képest. Ez különösen ott szembetűnő, ahol a szekvenciahatár jelentős (cc. 1 Ma) hiatust képvisel (l. Jl–1 fúrás, *7. ábra*). A 6,8 Ma-nál idősebb képződmények legjellemzőbb behordási irányai közül az ÉK-i behordási területen találkozunk mintáinkban a legidősebb képződményekkel. A Gelénes G–1 és Baktalórántháza Bakt–1 fúrásokban a 9,1 Ma Pa–3 szekvenciahatár alatti, Pa–2 szekvenciába tartozó homokokra az amfibol dominanciája, valamint a gránát, a biotit, a magnetit és a piroxén gyakorisága jellemező, ami elsősorban vulkáni eredetükkel függ össze. A szekvenciahatár fölötti Pa–3 harmadrendű szekvencia homoktestjei szintén vulkáni eredetűek, de azokban a gránát, a biotit, a piroxén és a magnetit a leggyakoribbak (*5–6. ábra*). Az ÉNy-i behordási területen a Jászsági-medence fúrásainak nehézásványi összetétele részben eltér a Duna–Tisza köze hasonló korú képződményeitől, mivel a klorit és a gránát mellett az utóbbi helyen az epidot is igen gyakori, ami jelzi, hogy két, némileg eltérő, főként metamorf forrásközetekből (és flisből) származó behordást képviselnek.

A 6,8 Ma Pa–4 szekvenciahatár jelentős relatív vízszintcsökkenést, ill. tektonikai változást jelez, amelynek következtében némileg módosultak a behordási irányok is, a kompresszió nyomán létrejövő kiemelt hátakat meg kellett kerülnie a beömlő folyóknak, és jelentős mértékben eróziót szenvedtek a delta és a folyóvízi képződmények is, amelyek áthalmozódtak a fiatalabb mélyebb vízi fáciesekbe. Itt, elsősorban az ÉNy-i behordási irányból, a klorit és a gránát az uralkodó nehézásványok. A gránát főleg a folyóvízi képződményekben dominál, és kisebb mértékben a deltasíksági képződményekben, míg a klorit minden fáciesre jellemző. A klorit mellől a többi nehézásvány eltűnése egyrészt a lehordási területek megváltozásával, az ottani lehetséges tektonikai eseményekkel, másrészt a szállítási távolságok megnövekedésével magyarázható.

Az ÉK-i behordási területen a 6,8 Ma-nál fiatalabb képződmények továbbra is sok vulkáni anyagot tartalmaznak, elsősorban a folyóvízi képződményekben. Ugyanakkor a közeli Dévaványa D–1 fúrásban már az ÉNy-i behordás a döntő, bár itt még mindkét irányból érkezett üledékanyag. A folyóvízi üledéksor legfelső részén azonban már határozottan az ÉNy-i irány dominál.

Az ÉK-i és az ÉNy-i fő behordási irányok mellett az Algyői és a Battonyai alaphegységi magaslat környékén láthatók jelentősebb eltérések. Az Algyői-magaslatnál kis jelentőségű, D–DNy-i beszállítási irány is valószínűsíthető.

A Battonyai alaphegységi magaslat É-i részén (Psz–1, Csa–1) nagyrészt 6,8 Ma-nál fiatalabb az üledéksor (a bazális márgákat kivéve), és a fiatalabb képződményekre jellemző a klorit dominanciája. A Battonyai-hát D-i részén nagyon jelentős az eltérés, és DK-i behordás is valószínűsíthető. A magaslat legdélebbi sarkában (Bat-K–1) már a medencelejtő homokokban (Algyői Formáció) eltérő a nehézásványi összetételt találunk az Alföld többi részéhez képest. Ez a tendencia a rétegsorban felfelé haladva egyre erősödik, és térbeli elterjedése

növekszik, az üledékanyag mennyisége azonban kisebb volt annál, hogy eljusson a magaslat legészakibb részére, Pusztaföldvár környékére. A Battonyai-hát D-i részén a folyóvízi összletben már nagyobb elterjedésben jelenik meg ez az eltérő nehézásványi összetétel (Mezőhegyes, Tótkomlós, Pusztaottlaka, Kevermes). A Battonyai-hátság környezetében ennek alapján tehát, a tó magyarországi részének feltöltődése után egy DK-ről érkező folyó („Ős-Maros") veszi át fokozatosan a dominanciát.

Következtetések

A pannóniai s.l. képződmények vizsgált homok- és homokkőmintáiban az ásványtani összetétel változása tekintetében különböző tendenciák figyelhetők meg az Alföldön. Alapvetően a behordási irányok és a fáciesek szerinti változásokra összpontosítottunk, és bár ezek is fennállnak és kimutathatóak, még erőteljesebb szerepet kap azonban a rétegsorokban az időbeliség.

Határozott, bár nem túl nagy eltérések adódtak a két behordási irány kőzetanyagában. Az Alföld nyugati részén fellehető mintákban magasabb a metamorf ásványok aránya, míg keleten a vulkanitok szerepe dominánsabb. A klorit részaránya azonban annyira magas a minták igen nagy részében, hogy ez szinte felülírja a többi összetevő szerepét, ezért jelentősebb mértékben mégsem tér el a törmelékanyag összetétele, ami a Kárpátok, mint legfőbb lehordási terület öves szerkezetéből is következik. Ez is arra enged következtetni, hogy a középhegységi területek még nem jelennek meg jelentős üledékforrásként, tehát nem voltak kiemelt területek.

A fáciesek alapján történő vizsgálatok nyomán megállapítható, hogy a folyóvízi homokoktól a delta- és medencelejtő üledékeken át a turbidit-homokkövekig a klorit átlagértéke fokozatosan növekszik, míg azzal ellentétesen a gránát és az elsősorban a vulkáni eredetű piroxén és amfibol gyakorisága fokozatosan csökken, ami a forráskőzetek változása mellett a szelektív osztályozódás hatását tükrözi. A szállítási távolsággal egyre dominánsabbá válik a klorit és nő a kőzetanyag érettsége. Ez egyrészt abban nyilvánul meg, hogy a folyóvízi képződmények anyaga lényegesen éretlenebb, mint a delta üledékek anyaga az egyes beszállítási irányokban a vizsgált területegységeken belül.

Vertikális szelvényben vizsgálva a forrásterületekhez közelebb eső fúrásokban rendkívüli egyezés mutatkozik az ásványtani összetétel változása, és a szekvencia-sztratigráfiai értelmezés között. E szerint időben változott a behordott üledékek összetétele, tehát változtak a lehordási területek. Elsősorban a tektonikai mozgások által létrehozott harmadrendű szekvenciahatárokon ugrásszerűen változik az ásványi összetétel, a peremeken, de főleg a vulkáni anyagot tartalmazó ÉK-i területen már a negyedrendű szekvenciahatárok is jelentkeznek az ásványi összetételben. A medencebelsőben ez a változás nem annyira jellegzetes, ami részben a nagyobb szállítási távolsággal, másrészt a vizsgálati anyagok sporadikus voltával, ill. hiányával magyarázhatók, hiszen az idősebb szekvenciák itt már csak a bazális márgákban, esetleg a turbiditek alsó részében vannak képviselve, ahonnan minta nem került elő.

Köszönetnyilvánítás

A kutatás elvégzéséhez anyagi támogatást az OTKA (T-035168) nyújtott, tudományos és erkölcsi támogatást, valamint intézményi hátteret pedig a MÁFI biztosított számunkra. Köszönjük JÁMBOR Áronnak a segítőkész tanácsokat, valamint ÁRGYELÁN Gizellának és VARGA Andrea Beátának a lektorálás során adott hasznos észrevételeiket.

Irodalom – References

BÉRCZI, I. & PHILLIPS, R. L. 1985: Processes and depositional environments in Neogene deltaic – lacustrine sediments, Pannonian Basin, SE Hungary. – *Geophysical Transactions* **31**, 55–74

BÉRCZI I, DANK V., GAJDOS I., PAP S., RÉVÉSZ I., SZENTGYORGYI K. & VÖLGYI L. 1987: Az Alföld kunsági (pannóniai s.str.) emeletbeli képződményei. – *MÁFI Évkönyve* **69**, 179–198.

BÉRCZI, I., HÁMOR, G., JÁMBOR, Á. & SZENTGYÖRGYI, K. 1988: Neogene sedimentation in Hungary. – In: ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F. (eds.): The Pannonian Basin – A study in basin evolution. *AAPG Memoir* **45**, 57–67.

BOGNÁR L. 1995: Ásványnévtár. – Eötvös kiadó, 345 p.

CSÍKY G., ERDÉLYI Á., JÁMBOR Á., KÁRPÁTINÉ RADÓ D., KŐRÖSSY L. 1987: A pannóniai s.l. képződmények talpmélység térképe. – MÁFI, Budapest.

HORVÁTH, F. 1995: Phases of compression during the evolution of the Pannonian basin and its bearing on hydrocarbon exploration. – *Marine and Petroleum Geology* **12**, 837–844.

HORVÁTH, F. & CLOETINGH, S. 1996: Stress-induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian basin.– *Tectonophysics* **266**, 287–300.

JÁMBOR Á., BALÁZS É., BÉRCZI I., BONA J., HORVÁTH F., GAJDOS I., GEIGER J., HAJÓS M., KORDOS L., KORECZ A., KORECZ-LAKY I., KORPÁS-HODI M., KÓVÁRY J., , NAGY E., NÉMETH G., NUSSZER A., PAP S., POGÁCSÁS GY., RÉVÉSZ I., RUMPLER J., SUTO-SZENTAI M., SZALAY Á., SZENTGYÖRGYI K., SZÉLES M., & VÖLGYI L. 1987: General characteristics of Pannonian s.l. deposits in Hungary. – *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **70**, 137–140.

JÁMBOR, Á. 1991: Review of the geology of the s.l. pannonian formation of Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* **32**, 269–324.

JUHÁSZ Gy. 1992: A pannóniai s.l. formációk térképezése az Alföldön: elterjedés, fácies és üledékes környezetek. – *Földtani Közlöny* **122**, 133–165.

JUHÁSZ Gy. 1994: Magyarországi neogén medencerészek pannóniai s. l. üledéksorának összehasonlító elemzése. – *Földtani Közlöny* **124**, 341–365.

JUHÁSZ Gy., POGÁCSÁS Gy., MAGYAR I. & VAKARCS G. 2006: Integrált sztratigráfiai és fejlődéstörténeti vizsgálatok az Alföld pannóniai s.l. rétegsorában. – *Földtani Közlöny* **136/1**, 51–86

MAGYAR, I., GEARY, D. H., SÜTŐ-SZENTAI, M., LANTOS, M. & MÜLLER, P. 1999. Integrated biostratigraphic, magnetostratigraphic and chronostratigraphic correlations of the Late Miocene Lake Pannon deposits. – *Acta Geologica Hungarica* **42**, 5–31.

PETTIJOHN, F. J., POTTER, P. E., & SIEVER, R. 1972: Sand and sandstone. - Sringer, Berlin, 618 p.

PETTIJOHN, F. J. 1975: Sedimentary Rocks.– New York, 628 p.

POGÁCSÁS, Gy., LAKATOS, L., UJSZÁSZI, K., VAKARCS, G., VÁRKONYI, P., VÁRNAI, P. & RÉVÉSZ, I. 1988: Seismic facies, elektro facies and Neogene Sequences, Cronology of the Pannonian basin. – *Acta Geol. Hung.* **31/3–4**, 175–207.

RÉVÉSZ I. 1980: Az Algyő-2 telep földtani felépítése, üledékföldtani heterogenitása és ősföldrajzi viszonyai. – *Földtani Közlöny* **110**, 512–539

RÉVÉSZ I., BÉRCZI I., PHILLIPS, R. L. 1989: A Békési-medence alsópannóniai üledékképződése. – *Magyar Geofizika* **30**, 98–113

THAMÓ-BOZSÓ, E. & JUHÁSZ, Gy. 2002: Mineral composition of Upper-Miocene–Pliocene (Pannonian s. l.) sands and sandstones in the different sedimentary subbasins in Hungary. – *Geologica Carpathica* **53**, Special issue: XVIIth Congress of the Carpathian-Balkan Geological Association [CD melléklet].

THAMÓ-BOZSÓ, E., JUHÁSZ, Gy. & KOROKNAI, B. 2004: Tracing the sediment transport directions into Lake Pannon during the late Neogene, based on mineralogical composition of sandstones in the

Hungarian plain. – *23rd IAS Meeting of Sedimentology, Coimbra, 15–17 September 2004., Abstracts book,* p. 265.

THAMÓ-BOZSÓ E., JUHÁSZ Gy., Ó. KOVÁCS L. 2006: Az alföldi pannóniai s.l. képződmények ásványi összetétele I. A pannóniai s.l.homokok és homokkövek jellemzői és eredetük. – *Földtani Közlöny* **136/2**, jelen kötet

TÓTHNÉ MAKK Á. 2003: Szekvencia sztratigráfiai vizsgálatok a Duna–Tisza köze középső és déli részének késő miocén rétegsorában. – PhD értekezés, ELTE Budapest, 156 p.

VAKARCS, G. 1997: Sequence stratigraphy of the Cenozoic Pannonian Basin, Hungary. – PhD értekezés Rice University, Houston, Texas, 386 p.

Kézirat beérkezett: 2005. 12. 05.

Földtani Közlöny 136/3, 451–460. (2006) Budapest

Tanulmányok Erdély földtanából

Székelyföld lignittelepei

Lignite deposits in Székelyland
Depozite de lignit din Secuime

KISGYÖRGY Zoltán[1]

(1 ábra)

Tárgyszavak: lignitbányászat, kutatástörténet, lignitkészlet
Keywords: lignite mining, historical review, geological reserves
Cuvinte cheie: mineritul lignitului, scurt istoric, rezervele

Abstract

In the Székelyland region industrial-scale lignite mining began in the late 18th century. Its top period lasted from 1958 till 1989. The change of political regime brought about drastic decline. After a concise historical review, those two lignite deposits are described which are being exploited even at present (Barót–Köpec and Borszék). Furthermore, also those lignite deposits are characterized which are not being mined (Valea Crişului, Calnic, Sfântu Gheorghe, Ilieni Sâncraiu, Iarăş, Aita Medie, and smaller deposits in the Erdővidék [Woodland] area.) The overall calculated geological reserves amount to 250 million metric tons.

Összefoglalás

Székelyföldön a 18. század végén kezdődött az ipari léptékű lignitbányászat. Fénykorát 1958–1989 között élte. A rendszerváltozás hanyatlást eredményezett. A kutatástörténetet áttekintve, a dolgozat tömören ismerteti a jelenleg is bányászott két lignittelepet, a barót–köpecit és a borszékit. Majd bemutatja a jelenleg nem termelt lignittelepeket is (Sepsikőröspatak, Alsó-Háromszék, Sepsikálnok, Sepsiszentgyörgy, Illyefalva és Sepsiszentkirály, Nyáraspatak, Középajta, kisebb erdővidéki telepek.) A Székelyföld számított földtani lignitkészlete 250 millió tonnára tehető.

Rezumat

În regiunea Secuimii mineritul lignitului pe scară industrială s-a început în secolul XVIII-lea. Punctul culminant şi-a atins în perioada 1958–1989. Schimbările regimului politic a rezultat declinul activităţii miniere. Lucrarea de faţă după un scurt istoric prezintă depositele din Baraolt-Căpeni şi Borsec, căror exploatare se desfăşoară şi la ora actuală. După aceasta sau descris depozitele de lignit cari nu prezintă interes din punct de vedere al exploatării (Valea Crişului, Calnic, Sfântu Gheorghe, Ilieni Sâncraiu, Iarăş, Aita Medie, şi depozite mici din zona Erdővidék). Rezervele geologice calculate din lignit pentru Ţinutul Secuiesc se aproximează în jur de 250 milioane tone.

Bevezetés

A lignit, a földes-fás barnakőszéntelepek kutatása és kitermelése ezen a tájon is gazdag földtani és bányatörténeti múltra tekint vissza. A geológiai kutatásokat a lignitbányászat fénykora követte. A kitermelés az előretervezett állami veszteségekkel működő román nemzetgazdaság időszakában (1958–1989) érte el a csúcsát. A másfél

[1]520064, Str. Presei 8/A – Sajtó utca 8/A, Sf.-Gheorghe – Sepsiszentgyögy/Románia-Erdély

1. ábra. Háromszéki szénelőfordulások. 1. Fúrással feltárt széntelep, 2. Felhagyott szénbánya, 3. Működő szénbánya

Fig. 1 Coal reserves from Covasna county. 1 Coal reserve identified by drillings, 2 abandoned coal mines, 3 active coal mines

Fig. 1 Zăcămintele de cărbuni din judeţul Covasna. 1. Zăcăminte prospectate cu forje, 2. mine de cărbuni abandonate, 3. mine de cărbuni în producţie

évtizedet számoló rendszerváltás utáni piacgazdaság feltételei között inkább leáldozott, minthogy stagnált vagy éppen előre lépett volna a lignit kutatása, újabb készletek felfedezése, a szén sokoldalú értékesítése. Más szóval, a Székelyföldön – pillanatnyilag – leáldozóban van a földes-fás barnakőszén kutatása és bányászata (*1. ábra*).

Egy áttekintés azonban szükséges, mivel pillanatnyilag nehéz volna megjósolni, hogy a 21. század Európájának gazdasági körülményei között, milyen sors vár erre, a még mindig számottevő készlettel rendelkező, hagyományos energiaforrásra.

Kutatástörténet

A bányászkodást őseink is ismerték, de a széntelepek ipari léptékű kiaknázása a Székelyföldön csak a 18. század végén kezdődött. 1850-ig ezen a tájon a ásványi szeneknek nem tulajdonítottak nagy jelentőséget. A magyar keleti vasút, a székely körvasút, majd a botfalusi cukorgyár (Bod) megépítése igényelte a régióban jelen levő energiahordozók igénybevételét. Erdélyben az első szénbányák Resica környékén nyíltak a 18. század utolsó harmadában, a dománi és a kemenceszéki telepek felfedezésekor (1771–1880). Mégis jó 80 évnek kellett eltelnie addig, amíg a székelyföldi széntelepek a földtani kutatások hatósugarába kerültek.

HERBICH Ferenc (HERBICH 1878) és az ő nyomdokain a 19. század derekán tovább működő geológusok, a Székelyföld több vidékéről jeleztek kisebb-nagyobb szénelőfordulásokat. Ezek között találjuk Erdővidéket vagyis Barót (Baraolt) környékét, Sepsiszentgyörgyöt (Sf. Gheorghe), Illyefalvát (Ilieni), Borszéket (Borsec). Ezek a későbbiek során zártkutatmányok és bányászati tevékenység tárgyai is lettek. Az erdővidéki Barót széntelepe bizonyult a legjelentősebbnek, mind a kiterjedés, mind a telepek vastagsága, minősége, de a készletek mennyisége szempontjából is.

Erdővidék, a mai Kovászna megye északnyugati szöglete. Itt hamarabb ismert volt a lignit kisméretű felszíni kiaknázása, mint annak geológiai feltárása. A legrégebbi adatunk 1839-ből való. Ekkor egy baróti kovácsmester kezdte meg a kitermelést (KISGYÖRGY & VAJDA 1972). HERBICH erdővidéki útja alkalmával értesült arról, hogy a baróti lignitet használta az Erdőfülében (Filia) működő vashámor. Az erdővidéki és a borszéki lignit részletesebb kutatását – így – ő végzi el. Érthető hát, hogy az 1863-ban megjelenő Erdély geológiája (HAUER & STACHE 1863), a kor egyfajta összefoglaló munkája, már ismert telepként említi Barótot, Száldobost (Doboşeni), Erdőfülét, Vargyast (Virghiş), Felsőrákost (Racoşul de Sus), Bibarcfalvát (Biborţeni), Bodost (Bodoş), Nagybacont (Baţanii Mari) és Szárazajtát (Aita Seacă).

Ebből az időből származnak a szénre vonatkozó első minőségi vizsgálatok is. A bányászat kezdeti nehézségei miatt egy jó ideig stagnál a szénfejtés. Egy Barótról megjelenő egyházi kiadvány (VESZELY 1868), majd ORBÁN Balázs nagy munkája (ORBÁN 1868) is csak említi az itt előforduló széntelepeket.

Ezzel lezárul a dáciai–levantei korú lignitek geológiai kutatásnak első időszaka s a kutatások áttevődnek a Baróttól kissé délre fekvő Köpecre (Căpeni).

A helyi szájhagyomány szerint a köpeci szenet egy a juhait őrző pásztorember fedezte fel. A lapos széndarabokat kőnek nézte s azokkal takarta be tűzhelyének parazsát, hogy estére is „élő maradjon". Alkonyatkor csodálkozva szemlélte, hogy „a kövek meggyúltak, égtek". 1872-ben az Erdélyi Kereskedelmi és Hitelbank Rt. D. STURnak, a Bécsi cs. k. Földtani Intézet geológusának bányaföldtani összefoglalója alapján megindíttatta a köpeci lignit kiaknázását. 1877-ben BÉKÉSY Károly (BÉKÉSY 1877) kolozsvári magántanár számol be az itt megindult szénbányászatról. Részletes kutatásokat végzett a vidéken LŐRENTHEY Imre 1895–1909 között (LŐRENTHEY 1895, 1909) 1897-ben KOCH Antal (KOCH 1897) újabb összefoglalót közölt az erdővidéki szenekről az

erdélyrészi neogénről írt jeles munkájában. Részletadatokra találunk HOFMANN Géza köpeci bányamérnök-igazgató (HOFFMANN 1909), BÁNYAI János (BÁNYAI 1914) jeles székelyföldi geológus, majd PAPP Károly (PAPP 1915) munkáiban. STAUB Móricz (STAUB 1881), RÓTH Lajos (RÓTH 1881), SCHLOSSER Miksa (SCHLOSSER 1889), M. SCHLÄSINGER (SCHLÄSINGER 1922), MÁYER István (MÁYER 1928), KORMOS Tivadar (KORMOS 1935) ősnövénytani, paleontológiai részletkutatásaik pontosították, tisztázták a székelyföldi, erdővidéki és részben a borszéki lignitformációk rétegtani és korbeli helyzetét. A Trianon utáni időszak székelyföldi szénbányászatát Erik JEKELIUS (JEKELIUS 1923) szász származású brassói geológus a Bukaresti Földtani Intézet tagja foglalta össze. Borszék–Bélbor (Bilbor) szénformációját TELEGDI RÓTH Lajos írta le 1918-ban, majd ezt követően I. ATANASIU és E. LOBONŢIU bukaresti geológusok 1921-ben. Ebben az időszakban válnak ismertebbé azok a kisebb kiterjedésű és jelentőségű székelyföldi lignittelepek, amelyeket Magyarhermány (Herculian), Középajta (Aita Medie), a székföldi Nyáraspatak (Iarăş), majd az alsó-háromszéki Illyefalva (Ilieni), Sepsiszentkirály (Sâncrai), Sepsiszentgyörgy és Árkos (Arcuş) övezetében vettek nyilvántartásba. Ezzel lezárul a bányageológiai kutatások második időszaka.

A harmincas évek nagy gazdasági válsága, majd a második világháború gátat szabott egy időre a lignitföldtani kutatásoknak. Így azokat csak 1951-ben folytatta, de már állami alapokból, a Bukaresti Földtani Intézettel karöltve a Bányaügyi Minisztérium (KISGYÖRGY & VAJDA 1972). Viorica POPOVICI öszegezi a barót–köpeci szénmedencében végzett földtani kutatófúrások eredményeit. Ekkor végezték el a medencére vonatkozó első készletszámításokat is. Megjelenik a Baróti-medencéről egy újabb földtani összefoglaló. Nicolae MIHĂILA és Theodor BANDRABUR a bukaresti Földtani Intézet értesítőjében a medence szenes rétegösszletét a felső-pliocénbe és az alsó-pleisztocénbe helyezte (LITEANU et al. 1962). Costin RĂDULESCU és Petre SAMSON, a bukaresti „Emil Racoviţă" Barlangkutató Intézet munkatársai, valamint a szerző meghatározzák a szenes rétegösszletből megmentett ősemlősmaradványokat, közlik azoknak korjelző értékét (RADULESCU & KISGYÖRGY 1971. A nagyon gazdag ősemlős anyagot a sepsiszentgyörgyi Székely Nemzeti Múzeum paleontológiai gyűjteményében őrzik. Ezeknek olykor kalandos megtalálásáról, felfedezéséről e sorok szerezője írt könyvet (KISGYÖRGY 1976). Ugyancsak jelen sorok szerzője, a Barót–köpeci szénbánya vállalat egykori (1960–1974) bányageológusa, közölt tanulmányokat a vargyasi széntelepben általa felfedezett ős patakmederről, az erdővidéki széntelepek hidrogeológiai viszonyairól (KISGYÖRGY 1971). Az 1975-ös esztendővel lezárult a széngeológiai kutatások utolsó szakasza is. Ez év után, már csak kisebb részlettanulmányok (palinológiai, ősföldrajzi, őslénytani stb.) láttak napvilágot.

Végül a romániai rendszerváltás után, a Ploiesti Bányászati Tröszt egy összefoglaló román nyelvű kötetet jelentetett meg a tröszt 40 éves történetéről (COICA et al. 1997).

A Székelyföld lignittelepei

Jelenleg is működő bányák

A barót–köpeci szénmedence (Erdővidék)

A mély- –és ezzel időnként párhuzamosan tervezett – külszíni szénfejtés munkálatait 1872-ben kezdette meg a marosvásárhelyi székhelyű Erdővidéki Bányaegylet

Rt. Köpecen. 1873–1919 között átlagos évi 30 000–40 000 tonnás termelést valósított meg. Csúcsteljesítménye 1908-ban 70 000 tonna volt. A válogatott és részlegesen megszárított darabos szén zömét a magyar keleti vasút, az ókirálysági román vasutak (export), a botfalusi cukorgyár és a szélesebb környék városai használták fel.

A jól menő vállalkozásnak a trianoni döntés vetett véget. 1920 és 1940 között a bányákat a bukaresti székhelyű România Carboniferă Kereskedelmi Rt. „örökölte", amely zárt és szabadkutatásokba kezdett Hídvégen (Hăghig), Olaszteleken (Tălişoara), Középajtán (Aita Medie), Miklósváron (Micloşoara), Ágostonfalván (Augustin), Alsórákoson (Racoşul de Jos), Kisbaconban (Băţanii Mici), Bölönben (Belin) és Lüget (Arini) határában. 1920–1931 között, annak ellenére, hogy a gazdasági válság miatt 1930–1931-ben leállt a termelés, Köpecbánya évi széntermelése 30 000 tonnáról 131 400 tonnára (1927) emelkedett.

A sikerrel működő bányászkodásban újra lényeges változást hozott az 1940-es bécsi döntés. Az új észak-erdélyi országhatárt Köpec és a magyar keleti vasút között húzták meg, s így a vállalat elvesztette az említett vasút mellett lévő, jól felszerelt szénrakodóját, amely Románia (Dél-Erdély) területére esett. A köpeci bányászatot a budapesti székhelyű Erdővidéki Bányaegylet Rt. vette át. A szenet, jelentős költségekkel, benzin meghajtású teherkocsikkal, a 30 km távolságra fekvő Málnásfürdő (Malnaş-Băi) MÁV vasútállomására kellett szállíttatnia, át a Baróti-hegységen. Az évi átlagos kapacitás 1943-ban érte el a 25 000 tonnát.

A második világháború következményeként beállott új politikai helyzetben, a termelést csak 1945-ben lehetett újrakezdeni. A háború okozta károkat fel kellett számolni. Az akkori „Sovrom" gazdaságpolitikai program keretében, a bányákat „mint a győztes fél javait", egy szovjet felügyelet, az ún. CASBI adminisztrálta. Így itt csak 1950-től került a szénbányászat a román állam, illetve a Bányaügyi Minisztérium tulajdonába. Intenzív gépesítés és ipari építkezés vette kezdetét. A darabos lignitet a a román vasút, az ókirálysági (főleg Doiceşti) hőerőművek igényelték, főleg központi irányítás – előrejegyzés – alapján. 1962-ben Barót határában – francia tervek alapján – brikettgyár épült, így lehetővé vált a szénpor hasznosítása is (amelyet pártparancs is előírt). A kiszárított és olvasztott szurokkal kevert tojásszén (brikett) fűtőértéke meghaladta a 16 800 kJ/kg-ot. A széntermelés is nőtt. 1972-ben elérte az évi bruttó 1 millió tonnát. Új mély- és külszíni művelésű bányákat nyitottak Baróton, Vargyason (Vîrghiş) (I és II.), Bodosban, Bibarcfalván és Felsőrákoson (27). Többnyire a felső-pliocén–alsó-kvarter telep III. számú rétegét fejtették, kamra- és korszerű frontfejtésekkel,külszíni módszerrel. A telep átlagos vastagsága 6 m volt, kalóriaértéke elérte a 10 500 kJ/kg-ot. A bányászat esetében az újabb gazdasági és pártpolitikai változást az 1989-es romániai rendszerváltás jelentette, amikor végleg búcsút kellett mondani az előretervezett és veszteségekkel működő bányászatnak.

A piacgazdaság feltételei között rohamosan esett az erdővidéki széntermelés: hol a minőségre, hol a szén árára panaszkodtak a fogyasztók. Az eladásnál pártpolitikai és etnikai jellegű érvek léptek fel burkolt, de érezhető formában. Az üzem nehezen tudott megbirkózni a kitermelés nehézségeivel. Több mélyművelésű bányáját a nagyon nehéz hidrogeológiai feltételek miatt kellett felhagynia. Az erdővidéki bányák össztermelése az 1989-ben kiaknázott 1,1 millió tonnáról, 1990-ben félmillió tonnára esett. 2004-ben, ebben a szénmedencében a baróti mélyművelésű bánya, a felső-

rákosi és a bodosi felszíni fejtések működtek. 2003-ban a bruttó termelés elérte az évi 370 000 tonnát. A szénmedence körvonalazott és nyilvántartott földtani készlete 120 000 000 tonna. A most fejtés alatt levő telepek hidrogeológiai nehézségei áthidalhatók, a tektonikai helyzet sem jelent nagy akadályt. A telep kompakt, nem tartalmaz meddő közbetelepüléseket. Fedőjében ősmaradványokban gazdag kompakt szürke márga van, feküjében azonban a víz jelenlétében talpduzzadást okozó zöld színű, montmorillonit-tartalmú agyag. A mélyszinti művelés 2004-ben 70–100 m mélység között ingadozott. 2006-tól a vállalat egyetlen külfejtéssel működik Felsőrákos határában. A központi, még nem művelt bányamezőkben (Észak-Barót, Dél-Barót, Rákos) a telep 250–350 m mélységben van, a vízföldtani feltételek nehezek.

A borszéki (Borsec) lignittelep

Ebben a hegyperemi plio-pleisztocén zárt medencében az erdővidéki lignithez némileg hasonló ősföldrajzi környezetben kialakult rétegösszlet fejlődött ki. Egy 10 m vastagságú, növényi maradványokban gazdag sárga agyagréteg alatt egy 1 m vastag permeábilis, víztartó vulkáni törmelék található. Kb. 15 m vastagságú pliocén kövületeket tartalmazó szürke márga alkotja a 2–3 m vastag széntelep fedőjét. A feküben gyengén cementált, víztartó homok van. A talpat konglomerátum alkotja. A nem leküzdhetetlen hidrogeológiai nehézségek mellett, inkább a telep bonyolult tektonikai helyzete akadályozza a termelést. A bányamunkálatok átlagos mélysége 30 m.

Ezen a telepen már 1878-tól kezdetleges szénbányászat folyt. Sekélyfúrásokkal sikerült körvonalazni egy átlagosan 2–3 m vastagságú telepet. A Gyergyói Első Bányatársulat Rt.-nek 1896-tól az első világháborúig alig 48 000 tonna szenet sikerült napvilágra hoznia. Meglepő azonban, hogy ennek a lignitnek a fűtőértéke majdnem kétszerese az erdővidéki szénének. 1923-as adat alapján 20 160 kJ/kg volt (Jekelius 1923). Vannak olyan vélemények is, hogy a lignit minőségét hathatósan befolyásolta a pliocén végén, a közeli Kelemen-havasok szubvulkáni struktúráinak közelsége. Trianon után újraindították itt is a termelést és 1922-ig összesen 120 000 tonna szenet termeltek ki. Ezt a közvetlen környék, a román vasutak, de főleg a helyben működő üveggyár használta fel, ugyanis itt működött és működik ma is a Székelyföld egyik legértékesebb ásványvíz-palackozó üzeme.

1923-ban csupán 30 000 tonna ipari készlet volt, de 3,8 millió tonnára becsülték a földtani készletet. 1952–1962 között a helyi ipar aknázta ki ezt a szenet. A kitermeléssel párhuzamosan 1966 és 1987 között a bukaresti Földtani és Bányakutató Intézet, majd a csíkszeredai Geológiai Kutató és Feltáró Vállalat kutatófúrásokat végzett a telepben. A fúrások eredményeként 1,5 millió tonna készletet számoltak, aminek alapján, 1984 és 1989 között mélyművelést végzett itt a csíkszeredai „Hargita" Bányavállalat. Az 1989-es rendszerváltás után, 1991-ben a Comanesti-i Bányavállalat újraindította a mélyművelést. Kamrafejtésekből 1991 és 1996 között évi átlagban 45 000 tonna szenet termelt ki és értékesített. A mélyszinti bányaművelés jelenleg is folyik. A bánya jelenlegi átlagos évi kapacitása 50 000 tonna. A szénmedence földtani készletét 3 millió tonnára becsülik.

Ismert, de jelenleg nem termelt lignittelepek

Sepsikőröspatak (Valea Crişului) – Árkos (Arcuş) telepe (volt sepsiszentgyörgyi [Sfântu Gheorge] külfejtés)

A román szakirodalomban Sfântu Gheorge (sepsiszentgyörgyi) telep néven szerepel. A csíkszeredai említett kutató vállalat (IPEG) előkutató fúrásai nyomán körvonalazódott ez a lignitmező, 1977–1980 között. A dáciai-levantei és villafrankai szenes összlet itt 11 telepet tartalmaz. A V. számú telep, amely néhol eléri a 15 m vastagságot, eléggé kompakt és délnyugati részén külszíni munkálatokkal elérhetőnek bizonyult. A lignit fűtőértéke 4830–5250 kJ/kg között van. A szenes rétegösszlet fedőjében szürke márga és sárga agyag található. A fekü zöld agyag, amely a kréta korú ún. sinaiai rétegekre, mint medencealjzatra települ. Ez, mivel erőssebben tektonizált, mint a plio-pleisztocén képződmény, jelentős mennyiségű mélységi vizet tartalmaz, amit le kellett csapolni.

A kutatások és a bánya megnyitása is központi – ún. pártparancsra – született meg. Az volt a jelszó, hogy „minden áron értékesíteni kell, ha veszteségek árán is, a hazai alacsony minőségű ligniteket". A terv sikerülhetett volna, ha a szakmai irányítás beleegyezett volna abba, hogy szelektív módon, réteget réteg után fejtsenek. Sajnos, ez még az akkori népgazdasági körülmények között sem volt megvalósítható, és a pénzalapok hiányában szegényesen működő vízlecsapolási munkálatok negatív módon befolyásolták a szén nedvességtartalmát, s így annak minőségét. A külfejtést 1982-ben nyitották meg és 1995-ig, évi 400 000 tonnás bruttó termeléssel működött. A lignitet a doiceşti-i hőerőmű és Brassó hőközpontja használta fel. 1995-ben egyrészt a szén gyenge minősége miatt, másrészt állami dotáció hiányában, a fejtést megszüntették. A felszín alatt maradt lignitkészlet jelentős. A bezárás pillanatában – évi 1 200 000 tonna termeléssel – a földtani készletek 40 évre biztosíthatták volna a bánya működését (48 000 000 tonna). 2003-ban megkezdték a bánya és környékének tájképi-környezetvédelmi rendezését egy központi tervezet alapján. A külfejtés mélyedésében tavat alakítanak ki, a környéket turisztikai és pihenő-övezetté alakítják át. A munkálatok jelenleg is folynak.

Az alsó-háromszéki lignittelepek

a) *Az árkosi szénmező:* A Sepsikőröspataknál (Valea Crişului) megnyitott lignittelep Árkos (Arcuş) délnyugati részén is jelen van. Ezt is 400×400-as fúrási hálóval lehatárolta a csíkszeredai IPEG-cég, és 23 000 millió tonna földtani készletet számoltak ki, amit csak mélyműveléssel lehet kiaknázni. A szén mélysége ugyanis 23–160 m. Itt főleg az összlet IV. és V. sz. telep bizonyult fejthetőnek. Vastagsága helyenként elérte a 15 métert. A litológiai összetétel és a minőség, azonos a kőröspataki külfejtésben kiaknázott lignitével, azzal a különbséggel, hogy a mélyebb régiókban, a széntelep fedőjében és feküjében úszóhomok (=folyós homok) rétegek vannak. A telepet egy iker-siklóval szándékoztak megnyitni, amely egyben a geológiai kutatás célját is szolgálta. A megnyitási munkálatokat a tárnába betört úszóhomok miatt leállították.

b) *A sepsikőröspataki (Valea Crişului) délkeleti szénmező:* Az egykori kőröspataki külfejtéstől délkeletre, szintén kutatófúrásokkal körvonalazták a telepnek az Olt folyó vonaláig terjedő, elmélyülő részét, mélyművelés céljából. Az IPEG, ebben a

mezőben 35 000 000 tonna földtani szénkészletet állapított meg. A szenes rétegösszlet litologiai jellemzői a külfejtésben leírtakkal azonosak. A X-es sz. széntelep mélysége, az Olt vonalán eléri a 80 métert. Az alsó (V-ös sz.) réteg 112 és 270 m mélységben van. Mindkettő minőségi mutatója: 5292 kJ/kg.

c) *A gidófalvi (Ghidfalău) lignittelep:* Ugyancsak a csíkszeredai IPEG tárta fel kutatófúrásokkal az előbbi telep keleti folytatását az Olt folyó és a Bodoki-hegység keleti hegylábi övezete között. Itt az Árkosnál feltárt V. sz. réteg fejlődött ki az ott jelzett minőségi mutatókkal. Ennek a felszínhez közelebb levő telepnek a földtani készletét 7 millió tonnára becsüljük.

A sepsikálnoki (Calnic) lignittelep

Lakossági információkból tudjuk, hogy 1940–1944 között egy magánérdekeltségű cég kisebb mélyművelésű szénbányát nyitott itt a Major árka nevű helyen. A „szenet, szekerekkel fuvarozták a MÁV bodoki vasútállomására, ahonnan lepárlás céljaira Németországba szállították". Feltételezzük, hogy itt nem egy szélső elzárt pliocén medencéről, hanem a kőröspataki széntelep északi folytatásáról van szó.

A sepsiszentgyörgyi széntelep

a) *A Csiklon-pataki lignit:* A háromszéki pliocén-öböl egy része ez, ahol egy 3 m vastagságú széntelepet tárt fel az Erdővidéki Bányaegylet Rt. 1872-ben, 350 m hosszú táróval. A 36 hektárra terjedő bányamezőben – évi 200–300 tonnás kapacitással – 1893-ig fejtették a szenet. A második világháború után, 1946-tól kezdve, néhány évre újranyitották a bányát; ezzel a lignittel működött a sepsiszentgyörgyi Székely Szövőgyár kazánrendszere.

b) *A sepsiszentgyörgyi északi és keleti szénmező:* A Debren-patak völgyében – 3×0,5 km méretű mezőben – kutatóúrásokkal kimutatták az árkosi (Arcuş) lignittelep déli folytatását. A szén mélysége 50–100 m. Készletet nem számoltak. Az északi széntelep a sepsiszentgyörgyi megyei kórház övezetében húzódik. Ennek a telepnek a folytatását, jelenlétét bizonyítja az a fúrás, melyet az sepsiszentgyörgyi Olt-Textil Rt. udvarán mélyítettek le, s amely 127 m mélységben tárta fel a lignitet. Ezt nevezzük keleti szénmezőnek.

Az illyefalvi (Ilieni) és sepsiszentkirályi (sâncraiu) lignittelep

A falutól nyugatra eső kis, elzárt szinklinálisban a község nyittata meg a széntelepet 1868-ban. Öt széntelepet mutattak ki 1,40– 8,30 m vastagságig. Fűtőértékét 1919-ben 10 920 kJ/kg-ban állapították meg. A termelés – kisebb megszakításokkal – 1921-ig tartott. 13 200 tonnát termeltek ki évi átlagos 350-400 tonnás kapacitással. A szenet egy 13 km hosszúságú iparvasúton szállították a székely körvasút illyefalvi megállójához. Felhasználója a magyar, majd a román vasúti társaság volt. A második világháború küszöbén nyilvántartott készlet 1,1 millió tonna volt. Ebben az időszakban, két alkalommal került a telep a figyelem középpontjába: 1950–1957 között, amikor a sepsiszentgyörgyi helyi ipari vállalat mélyműveléssel bányászta, majd 1987–1989 között, amikor a Barót–köpeci Bányavállalat sekélyfúrásokkal körvonalazta a külfejtéssel kiaknázható szénmezőt. A kiszámolt

földtani készlet itt 3,5 millió tonna volt. A kitermelésnek az 1989-es rendszerváltás vetett véget.

A faluval szomszédos Sepsiszentkirályban is van egy kis széntelep, melyet 1940-ben egy kismélységű táróval megnyitottak (helyi információ). Adatunk van arra, hogy az illyefalvi lignitréteg Aldoboly (Dobolii de Jos) alatt is folytatódik, hisz a barcasági Prázsmár (Prejmer) és Tatrang (Tărlungeni) határában, 250 m mélységben, fúrások segítségével ki is mutatták, Vledénynél termelték is a két világháború között.

A Nyáraspataki (Iarăşi) lignittelep.

A Hídvéghez (Hăghig) tartozó Nyáras-patak (Iarăş) határában kisméretű lignittelep van. Az 1,5–3,0 m vastag széntelepet egy vízszintes táróval nyitotta meg 1907-ben az Erdővidéki Bányaegylet Rt. egy, a hídvégi gróf Nemes János által még 1876-ban adományozott bányamezőben. A megszakításokkal működő kitermelés a két világháború közötti időszak végén szűnt meg. A bukaresti Geológiai Kutatóvállalat 1950–1951 között egy 36 hektár kiterjedésű bányamezőt körvonalazott itt, és kutatófúrások alapján 2,5 millió tonna szenet állapított meg.

A középajtai lignit-telep.

Középajtától (Aita Medie) keleti irányban, a Kakas-, Kincses- és Bánya-patak környékén 20 fúrás és egy kutatótáró segítségével, 20 hektárnyi területen egy kisméretű bányamezőt körvonalaztak. Ez dr. FERENCZI Géza nagyajtai ügyvéd tulajdona volt. A levantei korú rétegben két 2–3 m vastag széntelep van. 1914–1921 között összesen 700 tonna lignitet fejtettek. A szén fűtőértékét 12 180 kJ/kg-ban állapították meg (1913). 1921-ben 300 000 tonna készletet számítottak ki. Azt a tervet, hogy a szenet iparvasúton a magyar keleti vasút mentén fekvő Apáca (Apaţa) vasútállomására szállítsák, az időközben kitört első világháború hiúsította meg. 1945 után újra megnyitották a bányát. A szenet a helyben működő malom hasznosította. Még két kisebb, de ismeretlen készlettel rendelkező pliocén medence van az előbbi közvetlen közelében a Kicsilok-bérc és Hosszúmező környékén (JEKELIUS 1923).

Kisebb erdővidéki lignit-telepek.

a) *Szárazajta (Aita Seaca):* A falutól keletre levő patakmedrekben rég ismerték a szénkibúvásokat. 1960–1962 között, majd 1980 után, két alkalommal is végeztek fúrásokat Szárazajtán. A kiszámolt készlet 6 millió tonna volt. A széntelep vastagsága 0,5–4,5 m, amely mélyművelést igényel.

b) *Magyarhermány (Herculian):* 1912-ben az Osztrák-Magyar Államvasutak aninai kirendeltsége végzett itt kutatásokat a Fűrész- és a Hermány-patak völgyében. Az előbbinél egy 100 m hosszú kutatótárót mélyítettek, a másiknál egy kutatóaknát. A kezdődő kitermelésnek az első világháború vetett véget. A szenes rétegösszlet Nagybacon (Băţanii Mari) irányában húzódik. Itt, a Súgó-patak völgyében fel is tárták, vastagsága 2 m. Öngyulladás miatt huzamosabb ideig égett.

c) *Felsőrákos (Racoşul de Sus):* A Persány-hegység keleti előterében egy 36 hektár területű kis pliocén medencében, 1916 előtt, báró DANIEL Gábor kezdeményezésére, vízszintes táróval megnyitották a 4 m vastagságú telepet. Az akkor kiszámolt készlet 400 000 tonna volt. Az első világháború miatt a kitermelésre nem kerülhetett sor.

Összegezve a fentieket, a Székelyföld lignit-telepeinek kiszámolt földtani készletei (A+B+C1+C2) 250 millió tonnára tehetők.

Irodalom – References

BÁNYAI J. 1914: A barót-ajtai barnaszénterület. – *A Magyar Királyi Földtani Int. Évi jelentése* **1913**, 106–115.

BÉKÉSY K. 1877: Az erdővidéki barnaszénbánya. – Kolozsvár.

HAUER, H. & STACHE, G. 1863: Geologie Siebenbürgens. – Verein f. Siebenb. Landesk., Wien, 636 p..

HERBICH F. 1878: A Székelyföld földtani és őslénytani leírása. – *Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve* **5/2**, 304 p.

HOFFMANN G. 1909: A Székelyföld kincsei. – Barót, 83 p.

COICA, I., ILIE, G., NICULESCU, J. & DIACONU, V. 1997: Regia Autonomă a Cărbunelui Ploieşti. – 40 de ani de activitate 1957–1997. Ploieşti, 25–211.

JEKELIUS, E. 1923: Zăcămintele de lignit din bazinul pliocenic din valea superioara a Oltului (Transilvania). – *Inst. Geol. al Romaniei. Studii Technice si Economice* **3**. Bucuresti, 7–34.

KISGYÖRGY Z. 1976: Őslények nyomában. – Kolozsvár.

KISGYÖRGY, Z. 1971: Observaţii hidrogeologice in complexul cărbunos din Bazinul Baraolt. Aluta, II.köt. Sepsiszentgyörgy, 3–10.

KISGYORGY, Z. 1971: Despre un proces de eroziune în complexul cărbunos de la Mina Vîrghis (Bazinul Baraolt). – *Dări de seamă ale sedinţelor Institutului Geologic al României* **57**, 31–38.

KISGYÖRGY Z. & VAJDA L. 1972: Köpecbánya 1872–1972. – Sepsiszentgyörgy.

KOCH A. 1897: Az erdélyrészi medence harmadkori képződményei. I. rész. – *Magyar Királyi Földtani Int.Évk.* **10/6**, 187–191.

KORMOS T. 1935: Adatok a Palairurus-nem ismeretéhez. – *Magyar Királyi Földtani Int.Évk.* **30/2**, 40 p.

LITEANU, E., MIHAILA, N., & BANDRABUR, T. 1962: Contribuţii la studiul stratigrafiei cuaternarului din bazinul mijlociu al Oltului (Bazinul Baraolt). – *Studii si cercetări geologice* **7/3–4**, 485–511..

LŐRENTHEY I. 1895: A székelyföldi szénképződmény földtani viszonyai. – *Orv. és Term.Tud.Ért.* **20/2**, 14 p.

LŐRENTHEY I 1909: Újabb adatok a székelyföldi szénképződmény földtani viszonyairól. – *Mat. és Term.Tud. Ért.* **27**, 273–288.

MÁYER I. 1928: Az Ursus Böchi Schloss. maradványai az erdélyi levantei koru lignitből. – *Földtani Szemle* **1/5**.

ORBÁN B. 1868: A Székelyföld leírása III. k. – Pest, p. 20.

PAPP K. 1915: A magyar birodalom vasérc és kőszénkészlete. – Budapest, 964 p.

RADULESCU, C. & KISGYÖRGY Z. 1970: Contribution a la connaissance de la faune de e mammiferes villafranchies de Căpeni-Vîrghis. Aluta, II. – Sepsiszentgyörgy, 25–62

RÓTH L. 1881: Adatok a székelyföldi neogén édesvízi lerakódások faunájának ismeretéhez. – *Földtani Közlöny* **11**, 13–24.

SCHLESINGER, M. 1922: Die Mastodonten der Budapester Sammlungen. – *Geologica Hungarica* II, 282 p.

SCHLOSSER M. 1889: Parailurus anglicus és Ursus Böchi a baróth-köpeczi lignitből Háromszék vármegyében. – *A Magyar Királyi Földt. Int. Évk.* **13**, 91 p.

STAUB M. 1881: Adatok a Székelyföld fossil flórájához. – *Földtani Közlöny* **11**, 6–12.

VESZELY K. 1868: A baróti plébánia. – Brassó.

Kézirat beérkezett: 2004. 05. 28.

Földtani Közlöny 136/3, 461–464. (2006) Budapest

Hírek, ismertetések

Összeállította: PALOTÁS Klára

TÁJÉKOZTATÓ

A MFT megválasztott tisztségviselői a 2006–2009. évi ciklusra

Elnökség:
Elnök: HAAS János
Társelnökök: CSÁSZÁR Géza
VÖRÖS Attila
Főtitkár: UNGER Zoltán
Titkár: FALUS György

Ellenőrző Bizottság:
Elnök: FÖLDESSY János
Tagok: LUKÁCS Andrea
KECSKEMÉTI Tibor

Fegyelmi és Etikai Bizottság:
Elnök: BREZSNYÁNSZKY Károly
Tagok: GALÁCZ András
Zelenka Tibor

Választmány:
Elnök: a Társulat mindenkori elnöke
Tagok: BAKSA Csaba
BREZSNYÁNSZKY Károly
BUDAI Tamás
CSONTOS László
DEMÉNY Attila
ÉRDI-KRAUSZ Gábor
FOGARASI Attila
FÖLDVÁRI Mária
GALÁCZ András
HABLY Lilla
HÁMOR Tamás
HAVASNÉ SZILÁGYI Eszter
JOCHÁNÉ EDELÉNYI Emőke
KÁZMÉR Miklós
KNAUER József
MAGYAR Imre
MINDSZENTY Andrea
PÁLFY József
PAPP Gábor
SERESNÉ HARTAI Éva
SZTANÓ Orsolya
UNGER Zoltán
VICZIÁN István
WEISZBURG Tamás
Póttagok: KLEB Béla
POGÁCSÁS György
SCHAREK Péter
CSERNY Tibor
TÖRÖK Ákos

A póttagok száma szavazategyenlőség miatt 5 fő.

A Választmánynak tagjai a tiszteleti tagok, kivéve KECSKEMÉTI Tibor, aki az Ellenőrző Bizottsági tagsága miatt nem lehet tagja a Választmánynak.

Tiszteleti tagok:
ALFÖLDI László
ÁRKAI Péter
BÁLDI Tamás
BÁRDOSSY György
BÉRCZI István
DANK Viktor
DOBOS Irma
DUDICH Endre
GÉCZY Barnabás
HALMAI János
HÁMOR Géza
JÁMBOR Áron
JUHÁSZ András
JUHÁSZ Árpád
JUHÁSZ József
KECSKEMÉTI Tibor
KERTÉSZ Pál
KOVÁCS Endre
NAGY Lászlóné
NEMECZ Ernő
NÉMEDI VARGA Zoltán
SOMFAI Attila
TARDY János
VÉGH Sándorné
VITÁLIS György
VÖRÖS Attila
ZELENKA Tibor

SZEMÉLYI HÍREK

Társulati emlékérmek 2006

Szabó József-emlékérem: CSÁSZÁR Géza: „Magyarország és környezetének regionális földtana, I. Paleozoikum -paleogén" c. munkája

Hantken Miksa-emlékérem: SÜMEGI Pál: „Loess and Upper Paleolithic environment in Hungary. An introduction to the environmental history of Hungary" c. munkájáért

Koch Antal-emlékérem: BALLÁNÉ DUDKÓ Antonyina, GYALOG László, HORVÁTH István: A Velencei-hegység földtani térképe, a Balatonfő–Velencei-hegység mélyföldtani térképe, „A Velencei-hegység és a Balatonfő földtana" c. monográfia szerkesztéséért

Vendl Mária-emlékérem: DOBOSI Gábor, EMBEY-ISZTIN Antal: „Lower crustal granulite xenoliths from the Pannonian Basin, Hungary, Part 2: Sr-Nd-Pb-Hf and O isotope evidence for formation of continental lower crust by tectonic emplacement of oceanic crust" c., társszerzőkkel írt munkájáért

Pro Geologia Applicata Emlékérem: VÉGH Sándorné, TATÁR Andrásné, JÓZSA Gábor, KONCZ István, RÉVÉSZ István, SZABÓ Zoltán

Tiszteleti Tagok:, NAGY Lászlóné KOVÁCS Eszter, HALMAI János, JUHÁSZ József

Semsey Andor Ifjúsági Emlékérem: ŐSI Attila: „Hungarosaurus tormai, a new ankylosaur (Dinosauria) from the Upper Cretaceous of Hungary". c. munkájáért

Kriván Pál Alapítványi Emlékérem: PALOTAI MÁRTON: „Felső-jura áthalmozott képződmények a Dunántúli-középhegységben – esettanulmányok" c. diplomamunkájáért

Az érmeket és okleveleket BREZSNYÁNSZKY Károly a társulat elnöke, a Vendl Mária-emlékérmet DUDICH Endre társelnök adta át.

***

BREZSNYÁNSZKY Károly a MFT 2006. február 8-i Elnökségi ülése határozata értelmében

BÁRDOSSY György tiszteleti tagnak, az MTA rendes tagjának kiemelkedő hazai és nemzetközi szakmai munkásságáért, valamint a Társulatért végzett áldozatos tevékenységéért Társulati Emlékgyűrűt adományozott.

***

Az 50 éves társulati tagságot elismerő díszoklevelet kapott: ERDÉLYI Tibor, ÉRDI-KRAUSZ Gábor, KASZAP András, MORVAI Gusztáv, NÉMEDI VARGA Zoltán, OSWALD György, SCHEUER Gyula, SOMOS László, VIZY Béla

Végzettek, PhD

Miskolci Egyetem Földtan-Teleptani Tanszék 2006-ban végzett hallgatója BÁRI Enikő, diplomamunkája „A telkibányai Kánya-hegy és környéke kőzetelváltozási típusainak vizsgálata, különös tekintettel a kálimetaszomatózisra"

***

Miskolci Egyetem Földtan-Teleptani Tanszékén 2006-ban PhD fokozatot szerzett NÉMETH Norbert „A Délkeleti-Bükk keleti részének szerkezetföldtani viszonyai" c. dolgozatával. A nyilvános vita június 9-én, az oklevél átadása június 29-én volt.

Elhunyt tagtársaink

dr. SZÉKYNÉ dr. FUX Vilma

VENKOVITS István

VINCZE László

Emlékünkben és munkáikban tovább élnek.

RENDEZVÉNYEK

Könyv- és térképbemutató a Föld Napja alkalmából 2006. április 21.

FODOR LÁSZLÓ, BREZSNYÁNSZKY KÁROLY (szerk.) 2005: Proceedings of the workshop on "Application of GPS in plate tectonics, in research on fossil energy resources and in earthquake hazard assessment". — Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary, volume 204. 86 p.

CSÁSZÁR Géza: Magyarország és környezetének regionális földtana. I. Paleozoikum-paleogén. – ELTE Eötvös Kiadó, 328 p.

NAGY Eszter 2005: Palynological evidence for Neogene climatic change in Hungary. — Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary, volume 205. 120 p.

GYALOG László (szerk.): Magyarország 1:100 000-es digitális térképsorozata. — MÁFI kiadvány CD-ROM

GYALOG László (szerk.) 2005: Magyarázó Magyarország fedett földtani térképéhez (az egységek rövid leírása). — A Magyar Állami Földtani Intézet térképmagyarázói, 188 p.

PELIKÁN Pál, BUDAI Tamás (szerk.): A Bükk hegység földtana. Magyarázó a Bükk hegység földtani térképéhez (1:50 000). — Magyarország tájegységi térképsorozata, MÁFI kiadvány, 284 p.

FÉSŰ József György, HÁLA József (szerk.): Börzsönyvidék 3. Földtani kutatások eredményei a Börzsönyben. — A Börzsöny Múzeum Baráti Körének kiadványa, 184 p.

A kiadványokat a felsorolás sorrendjében bemutatták: CSILLAG Gábor, CSÁSZÁR Géza, NAGY Eszter, GYALOG László, PELIKÁN Pál, KECSKEMÉTI Tibor.

A könyvek és térképek megvásárolhatók a kiadóknál.

KÖNYVISMERTETÉS

FÉSŰ József György, HÁLA József (szerk.): Földtani kutatások eredményei a Börzsönyben

(Börzsönyvidék 3., Szob, 2005. 184 p.)

A kötet KECSKEMÉTI Tibor előszavát követően az alábbi tanulmányokat tartalmazza: KORPÁS László: A Börzsöny és a Visegrádi-hegység földtani fel építésének vázlata; KARÁTSON Dávid: A Börzsöny vulkáni fejlődéstörténete; HÁMOR Géza: A Börzsöny–Visegrádi-hegység fejlődéstörténete az ősföldrajzi rekonstrukciók tükrében; NAGY Béla: A Börzsöny-hegységi ércesedések ásványparagenezisének leírása (Ércásványok); DULAI Alfréd: A Börzsöny hegység üledékes kőzetei és ősmaradványai; PAPP Gábor: Kitaibel és Klaproth vitája a tellúr felfedezéséről a korabeli dokumentumok tükrében (a Függelékben a témához kapcsolódó eredeti levelezés betűhív átiratával); BREZSNYÁNSZKY Károly: A kiállítás megnyitója.

Ára: 2.500,- Ft, megvásárolható: Börzsöny Múzeum Baráti Köre, H-2628 Szob, Pf. 22. e-mail: fjgy@invitel.hu

SÜMEGI Pál: Loess and Upper Paleolithic environment in Hungary (An Introduction to the Environmental History of Hungary)

(Aurea Kiadó, ISBN 963 218 212 X)

A 312 oldalas, keménykötésű, számtalan szövegközi ábrával, táblázattal és 8 színes fényképtáblával ellátott könyv 2005-ben jelent meg a nagykovácsi Aurea Kiadó gondozásában. A logikusan szerkesztett, áttekinthető, gazdagon illusztrált könyvet 33 oldalas, rendkívül alapos irodalomjegyzék egészíti ki.

A szerző a hazai löszkutatás bő két évtizede meghatározó alakja, aki az utóbbi években a klaszszikus negyedidőszaki kutatás mellett a környezettörténeti és régészeti geológiai kutatások területén is jelentős eredményeket mutatott fel. Jelen munka az elmúlt két évtized eredményeinek (mely számos publikáció, könyvrészlet és könyv mellett doktori, kandidátusi és habilitációs dolgozat formájában is megtestesült) és az új megállapítások összegzése.

Az előszó és a bevezetés után a szerző az alkalmazott módszereket tekinti át. A szegedi negyedidőszaki iskola hagyományaihoz hasonlóan ebben az esetben is komplexitásra törekszik, így együtt kerül sor a különböző képződmények szedimentológiai, geokémiai és paleontológiai, paleoökológiai értékelésére. Utóbbi módszerek között külön említést érdemel a szerző által kidolgozott malakohőmérő-módszer, mely alapvető jelentőségű a negyedidőszaki paleoökológiai-környezettörténeti kutatásokban. A puhatestű fauna mellett sor kerül a pollen, faszén és egyéb növényi maradványok értékelésére is. Mindez Magyarországon egyedülállóan kiterjedt negyedidőszaki izotópgeokémiai adatbázissal egészül ki, mely a radiokarbon koradatok mellett jelentős számú $\delta^{18}O$ és $\delta^{13}C$ mérési eredményt is tartalmaz.

Az eredmények ismertetése az északkelet-magyarországi löszös területek ismertetésével kezdődik. Ezek részben a tokaji Nagy-hegy feltárásai (Borogkeresztúr, Kereszt-hegy, Csorgókút, Patkó-bánya, Tarcal stb.), részben pedig a Hajdúság (Debrecen, Hajdúböszörmény, Látókép, Hajdúnánás, Nagyhegyes, Derecske) löszös rétegsorai. Az eredmények ismertetése a módszerekben ismertetett módon történik, ez minden esetben magában foglalja a rétegsor leírását, litológiai, üledéktani ismertetését, geokémiai, paleontológiai jellemzőit és az esetek túlnyomó többségében koradatokon alapuló kronológiai értékelését is. A tokaji és hajdúsági területet tárgyaló fejezetek végén egyenként paleoökológia összegzés található, melyet az északkelet-magyarországi löszös régió környezettörténeti rekonstrukciója követ.

A következő fejezet a jellemző magyarországi löszös területek szelvényeinek (Szeged, Öthalom, Lakitelek) összehasonlító ismertetése, melyet egyéb üledékes környezetek (kardoskúti Fehér-tó, Fecskerét, Jászfelsőszentgyörgy) vizsgálata is kiegészít. Utóbbiak a palinológiai és radiokarbon adatok alapján alapvető információkat adtak a negyedidőszaki környezettörténeti változásokról, a vegetáció fejlődéséről valamint ezek kapcsolatáról a felső-paleolit közösségekkel.

A kötet végén a szerző összegzi a hazai löszös területek (Délkelet-Dunántúl, Duna–Tisza köze, Északkelet-Magyarország) fejlődéstörténetét, majd környezettörténeti összefüggésekben modellezi a felső paleolit közösségek fejlődését.

A könyv a maga nemében úttörő munka, hatalmas adattömeg feldolgozásával keletkezett és a hazai környezettörténeti kutatásokat számos új megállapítással gazdagítja, mindezt régészeti geológiai összefüggésrendszerbe ágyazva.

A könyvet a Magyarhoni Földtani Társulat Hantken Miksa-emlékéremmel díjazta.

HUM László

Útmutató a Földtani Közlöny szerzői számára

A Földtani Közlöny — a Magyarhoni Földtani Társulat hivatalos szakfolyóirata — csak eredeti, új tudományos eredményeket tartalmazó (magyar, ill. idegen nyelven még meg nem jelent) közleményeket fogad el.

Elsődleges cél a hazai földdel foglalkozó, vagy ahhoz kapcsolódó tárgyú cikkek megjelentetése. A kézirat lehet: értekezés, rövid közlemény, vitairat, fórum, szemle, rövid hír, könyvismertetés stb. Vitairat a vitatott cikk megjelenésétől számított hat hónapon belül küldhető be. Ez esetben a vitatott cikk szerzője lehetőséget kap arra, hogy válasza a vitázó cikkel együtt jelenjék meg. Az értekezések maximális összesített terjedelme 25 nyomdai oldal (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla). Ezt meghaladó értekezés csak abban az esetben közölhető, ha a szerző a többletoldal költségének 130%-os térítésére kötelezettséget vállal. A tömör fogalmazás és az állításokat alátámasztó adatszolgáltatás alapkövetelmény. A folyóirat nyelve magyar és angol. A közlésre szánt cikk bármelyik nyelven benyújtható, minden esetben magyar és angol nyelvű összefoglalással. Az angol változat vagy összefoglalás elkészítése a szerző feladata. Más idegen nyelven történő megjelentetéshez a Szerkesztőbizottság hozzájárulása szükséges.

A **kéziratot** (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla) **digitális formában** — lemezen vagy hálózaton keresztül — **kell benyújtani,** emellett **a technikai szerkesztőhöz 3 nyomtatott példányt is meg kell küldeni.** Ha a szerző nem tudja biztosítani a digitális formát a kézirat elfogadásáról a Szerkesztőbizottság javaslata alapján a Társulat Elnöksége dönt, tekintettel annak költségvonzatára. Jelenleg IBM-kompatibilis személyi számítógépen bármely szövegszerkesztőből ASCII kódban (DOS Text Only) kimentett változat nyújtható be, de elsősorban a Word változatok használata javasolt (.rtf formátumban).

A Szerkesztőbizottság három lektort jelöl ki. A felkért lektoroknak 3 hét áll rendelkezésre a lektorálásra. A harmadik lektor egy pozitív és egy negatív vélemény, ill. valamelyik lektor visszautasító válasza esetén kapja meg a kéziratot. A szerzőtől a Szerkesztőbizottság a lektorálás után 1 hónapon belül várja a javított változatot. Amennyiben a lektor kéri, átdolgozás után újra megtekintheti a cikket, s ha kívánja, pár sorban közzéteheti szakmai észrevételeit a cikkel kapcsolatban. Abban az esetben, ha a szerzői javítás után megkapott cikkel kapcsolatban a lektor 3 héten belül nem nyilvánít véleményt, úgy tekintjük, hogy a cikket abban a formájában elfogadta. **Mindazonáltal a Szerkesztőbizottság fenn-tartja magának a jogot, hogy kisebb változtatás esetén 2 hónapon, nagy átdolgozás esetén 6 hónapon túl beérkező cikkek megjelentetését visszautasítsa.**

A kézirat részei (kötelező, javasolt):

a, Cím

b, Szerző(k), postacímmel (E-mail cím)

c, Összefoglalás (angol abstract)

d, Bevezetés, előzmények

e, Módszerek

f, Adatbázis, adatkezelés

g, A téma kifejtése — megfelelő alcím alatt

h, Diszkusszió

i, Eredmények, következtetések

j, Köszönetnyilvánítás

k, Hivatkozott irodalom

l, Ábra-, táblázat- és fényképmagyarázatok

m, Ábrák, táblázatok és fényképtáblák

A Közlöny nem alkalmaz az alcímek esetében sem decimális, sem abc-s megjelölést. Az alcímek nem lehetnek három fokozatnál nagyobbak. Lábjegyzetek használata kerülendő, amennyiben mégis elkerülhetetlen, a szöveg végén sorszámozva ún. végjegyzetként jelenik meg.

A cikk szövegében hivatkozások az alábbiak szerint történjenek:
RADÓCZ (1974), ill. (RADÓCZ 1974)
GALÁCZ & VÖRÖS (1972), ill. (GALÁCZ & VÖRÖS 1972)
KUBOVICS et al. (1987), ill. (KUBOVICS et al. 1987)
(GALÁCZ & VÖRÖS 1972; RADÓCZ 1974, 1982; KUBOVICS et al. 1987)
(RADÓCZ 1974, p. 15.)

Az illusztrációs anyagot (ábra, táblázat, fénykép, tábla) a tükörméretbe (130×196) álló, vagy fekvő helyzetben beilleszthető méretben kell elkészíteni. Az illusztrációs anyagon a vonalvastagság ne legyen 0,3 pontnál kisebb, a betűméret ne legyen 6 pontnál kisebb. A digitális ábrákat, táblákat cdr, .tif, .eps, .wmf kiterjesztésekkel, illetve. a tördelő programba történő beilleszthetőség miatt az Excel táblázatokat word táblázatokká konvertált formában, az Excel ábrákat CorelDraw formátumban tudjuk elfogadni.

A Földtani Közlöny feltünteti a cikk beérkezési és elfogadási idejét is. A késedelmes szerzői javítás esetén a második (utolsó) beérkezés is feltüntetésre kerül.

Az előírásoknak meg nem felelő kéziratokat a technikai szerkesztő a szerzőnek, több szerző esetén az első szerzőnek visszaküldi.

A kéziratokat a következő címre kérjük beküldeni: Piros Olga 1443 Budapest, Pf. 106.

Földtani Közlöny 136/3, 2006

Tartalom — Contents

PALOTAI Márton, CSONTOS László, DÖVÉNYI Péter, GALÁCZ András: Az eperkés-hegyi felső-jura képződmények áthalmozott tömbjei — *Redeposited blocks in Upper Jurassic sediments on Eperkés Hill* 325

PALOTAI Márton, CSONTOS László, DÖVÉNYI Péter: A kesztölci mezozoos (felső-jura) előfordulás terepi és geoelektromos vizsgálata — *Field and geoelectric study of the Mesozoic (Upper Jurassic) occurrence at Kesztölc* 347

SIKLÓSY Zoltán, DEMÉNY Attila, SZABÓ Csaba, KORPÁS László, GÁLNÉ SÓLYMOS Kamilla: A vértesi felső-kréta (?) édesvízi mészkő és vöröskalcitér előfordulások petrográfiai és geokémiai vizsgálata — *Petrographic and geochemical studies on the Upper Cretaceous travertine cone and red calcites (Vértes Mts, Hungary)* 369

FEHSE, Dirk, VICIÁN, Zoltán: Contributions to the knowledge of the Triviidae. XVII. A new Middle Miocene (Badenian) Trivia species (Mollusca: Gastropoda) from Borsodbóta (Hungary) — *Új Trivia-faj (csiga) a borsodbótai középső-miocén (badeni) korú rétegekből* 399

THAMÓNÉ BOZSÓ Edit, JUHÁSZ Györgyi, Ó. KOVÁCS Lajos: Az alföldi pannóniai s.l. képződmények ásványi összetétele I. A pannóniai s.l. homokok és homokkövek jellemzői és eredete — *The mineral composition of the Pannonian s.l. Formations in the Hungarian Plain (I). The characteristics and origins of the Pannonian s.l. sands and sandstones* 407

JUHÁSZ Györgyi, THAMÓNÉ BOZSÓ Edit: Az alföldi pannóniai s.l. képződmények ásványi összetétele II. — A pannóniai s.l. homokok és homokkövek ásványi összetétel változásának tendenciái és földtani jelentőségük. — *The mineral composition of the Pannonian s.l. Formations in the Great Hungarian Plain (II). — Tendencies of the changes of the mineral composition of the Pannonian s.l. sands and sandstones and their geological significance* 431

Tanulmányok Erdély földtanából

KISGYÖRGY Zoltán: Székelyföld lignittelepei — *Lignite deposits in Székelyland* . . . 451

Hírek, ismertetések: Összeállította: PALOTÁS Klára 461